

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET SÉDIMENTOLOGIQUE
DES RHYOLITES DU COMPLEXE DE GLENWOOD,
RÉGION DE ROUYN-NORANDA,
QUÉBEC.

PAR

NICOLE GAUTHIER

DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE

FACULTÉ DES ARTS ET DES SCIENCES



MÉMOIRE PRÉSENTE À LA FACULTÉ DES ÉTUDES SUPÉRIEURES
EN VUE DE L'OBTENTION DE LA
MAÎTRISE ES SCIENCES (M.Sc.)



SEPTEMBRE 1980





Cégep de l'Abitibi-Témiscamingue
Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue

Mise en garde

La bibliothèque du Cégep de l'Abitibi-Témiscamingue et de l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue a obtenu l'autorisation de l'auteur de ce document afin de diffuser, dans un but non lucratif, une copie de son œuvre dans Depositum, site d'archives numériques, gratuit et accessible à tous.

L'auteur conserve néanmoins ses droits de propriété intellectuelle, dont son droit d'auteur, sur cette œuvre. Il est donc interdit de reproduire ou de publier en totalité ou en partie ce document sans l'autorisation de l'auteur.

TABLE DES MATIÈRES

	Page
Liste des figures et des tableaux.	iv
Sommaire.	vii
Introduction	1
Géologie régionale et localisation	3
Stratigraphie et pétrographie.	8
Unité 1 (secteur est).	10
Unité I (secteur ouest).	17
Unité 2 (secteur est).	24
Unités II et III (secteur ouest)	31
Unité 3 (secteur est).	35
Sédimentologie.	40
Variations granulométriques dans les pyroclastites des unités 1 (secteur est) et I (secteur ouest) .	40
Lapilli et blocs; pourcentage de cendres.	41
Les blocs.	42
Transport et accumulation des pyroclastites.	54
Conclusion.	57
Appendice I. Valeurs numériques des différents paramètres calculés pour chacun des sites.	60
Remerciements.	61
Références.	62

LISTE DES TABLEAUX ET DES FIGURES

		Page
Fig. 1	Localisation de la région étudiée.	4
Fig. 2	Carte géologique du complexe de Glenwood	6
Fig. 3	Sections stratigraphiques mesurées dans le complexe de Glenwood.	7
Fig. 4	Section polie et attaquée à l'acide fluorhydrique montrant les divers fragments rhyolitiques de l'unité 1, du secteur est	11
Fig. 5	Microphotographie de volcanoclastites de l'unité 1, secteur est.	11
Fig. 6	Microphotographie d'échardes de verre recristalli- sé dans la matrice des volcanoclastites de l'unité 1, secteur est.	12
Fig. 7	Blocs de rhyolite porphyrique de 4 à 5 m flottant dans la brèche de l'unité 1, secteur est.	14
Fig. 8	Détail d'un des blocs de la figure 7 entouré de fragments de rhyolite porphyrique et aphanitique en relief positif.	14
Fig. 9	Microphotographie de fragments de rhyolite porphyrique et de ponce de l'unité 1, secteur est.	15
Fig. 10	Microphotographie d'un fragment de ponce laminé dans les volcanoclastites de l'unité 1, secteur est	16
Fig. 11	Microphotographie de volcanoclastites de l'unité 1, secteur est	16
Fig. 12	Microphotographie d'un fragment de ponce bien individualisé dans les volcanoclastites de l'unité 1, secteur est.	18
Fig. 13	Microphotographie d'un fragment de ponce déformé dans l'unité 1, secteur est	18

Fig. 14	Microphotographie de fragments accidentels constitués d'épidote dans la matrice à la base de l'unité 1, secteur est.	19
Fig. 15	Section polie et attaquée à l'acide fluorhydrique des volcanoclastites de l'unité I, secteur ouest. .	21
Fig. 16	Microphotographie des volcanoclastites de l'unité I, secteur ouest.	21
Tableau 1.	Caractéristiques de dépôts volcanoclastiques formés par différents mécanismes de fragmentation . . .	23
Fig. 17	Fragments vésiculés à l'extrême est de l'unité 2 du secteur est.	26
Fig. 18	Microphotographie de phénocristaux de plagioclase dans la rhyolite de la figure 17	26
Fig. 19	Rhyolite intrusive rubanée.	28
Fig. 20	Microphotographie de la rhyolite porphyrique des bandes grises de la rhyolite rubanée.	29
Fig. 21	Microphotographie de la rhyolite porphyrique de la partie supérieure du dyke.	30
Fig. 22	Fragments vésiculés orientés de l'unité II, du secteur ouest.	33
Fig. 23	Microphotographie d'un fragment de verre dans les volcanoclastites de l'unité II, secteur ouest . . .	34
Fig. 24	Volcanoclastites de l'unité 3, secteur est.	36
Fig. 25	Microphotographie des volcanoclastites à la base de l'unité 3, secteur est.	37
Fig. 26	Section polie attaquée à l'acide fluorhydrique du centre de l'unité 3, secteur est	37
Fig. 27	Microphotographie des volcanoclastites de la partie supérieure de l'unité 3, secteur est.	39

Fig. 28	Microphotographie de la rhyolite du centre de l'unité 3.	39
Fig. 29	Variations des moyennes granulométriques et du pourcentage de cendres des lapillis et blocs dans les pyroclastites des unités I, 1	42
Fig. 30	Corrélation des diamètres moyens de la fraction granulométrique plus grande que 2 mm et de la fraction grossière pour tous les sites du complexe.	44
Fig. 31a	Distribution granulométrique de la fraction grossière dans toutes les sections stratigraphiques.	46
Fig. 31b	Fréquences cumulées de la fraction grossière dans les pyroclastites des unités 1 (secteur est), I (secteur ouest).	46
Fig. 32	Variation de la dimension de la fraction grossière des unités de pyroclastites à travers les sections des secteurs est et ouest.	47
Fig. 33a	Variations latérales entre les sections de la dimension de la fraction grossière dans les pyroclastites des unités 1 (secteur est), I (secteur ouest).	49
Fig. 33b	Variations verticales dans chacune des sections de la dimension de la fraction grossière des pyroclastites des unités 1 (secteur est), I (secteur ouest).	49
Fig. 34	Corrélation des épaisseurs et des blocs des lits des sections E ₁ , E ₂ , E ₃	53
Appendice I.	Valeurs numériques des différents paramètres calculés pour chacun des sites	60

SOMMAIRE

Le complexe rhyolitique de Glenwood, constitué à 70% de volcanoclastite couvre une superficie de 2 km² au centre-sud de la ville de Rouyn, dans le nord-ouest québécois. Ce secteur appartient au Groupe de Blake River, d'âge archéen, qui forme un vaste empilement de roches volcaniques au coeur de la ceinture volcano-sédimentaire de l'Abitibi.

Les gisements volcanogènes sont fréquemment associés aux roches pyroclastiques. La reconstruction des appareils volcaniques s'avère importante dans la prospection de gisements de ce type. Dans cette optique, nous avons déterminé l'origine de la fragmentation des volcanoclastites et nous avons tracé un modèle de sédimentation. A cette fin, une cartographie détaillée (1/1000) et six sections stratigraphiques ont été décrites. Dans chacune des sections, nous avons relevé la dimension de la fraction grossière et l'épaisseur des strates. Nous avons complété ce travail par la quantification précise de la granulométrie par comptage de 300 points en 52 sites d'échantillonnage répartis dans tout le complexe.

Les caractéristiques pétrographiques des dépôts suggèrent une origine pyroclastique pour au moins 80% des volcanoclastites. Les volcanoclastites du sommet de l'empilement sont possiblement d'origine autoclastique.

Les pyroclastites forment le plus souvent des horizons lenticulaires soulignés de sulfures disséminés. Les caractéristiques des dépôts indiquent l'existence d'épanchements de haute concentration. Ces coulées pyroclastiques se sont accumulées possiblement en milieu sub-aqueux comme en témoigne la présence de coussins andésitiques au nord et au sud du complexe.

Les autoclastites et 30% des pyroclastites sont reliées génétiquement au porphyre rhyolitique du dyke central. Cette observation et les variations granulométriques verticales et latérales dans les pyroclastites indiquent un milieu très proximal dans l'appareil volcanique.

INTRODUCTION

Jusqu'en 1976, 90 millions de tonnes de minerai de cuivre et de zinc avec or et argent furent extraits de gisements de sulfures massifs, dans la région de Noranda (De Rosen-Spence, 1976). Avant le début des années 1960, l'origine de ces gisements était attribuée à des processus épigénétiques (Price, 1934, 1951). Gilmour, en 1965, suggéra plutôt une origine volcanogène. Dans ce modèle de métallogénie, une activité volcanique explosive forme des niveaux bréchiques acides. Leur porosité favorise la percolation de fluides minéralisants et la mise en place de dépôts de minerai. Les gisements potentiels peuvent se trouver près d'un centre éruptif ou dans un secteur distal de l'appareil volcanique, si le matériel bréchique minéralisé est remanié par une explosion, des courants de masse ou de densité, ou une avalanche.

A la lumière de ce modèle, il s'avère donc primordial de déterminer la nature de la fragmentation et les mécanismes de transport des volcaniclastites, afin de localiser les centres éruptifs et les gisements de sulfures massifs qui leur seraient éventuellement associés.

Déterminer la nature de la fragmentation des rhyolites peut être très complexe. Plus d'un mécanisme de fragmentation peut être à l'origine de la formation de volcaniclastites, leurs critères d'identification pouvant être difficiles à reconnaître, après métamorphisme et déformation. Deux hypothèses furent suggérées quant à l'origine de la

fragmentation des volcaniclastites du complexe de Glenwood. Wilson (1941) proposa une origine pyroclastique. Goodwin et Ridler (1970) et Dimroth et al. (1972, 1974) considérèrent plutôt ces rhyolites comme brèches de coulée. Récemment, Gélinas et al. (1978) se rallièrent à la première interprétation de Wilson.

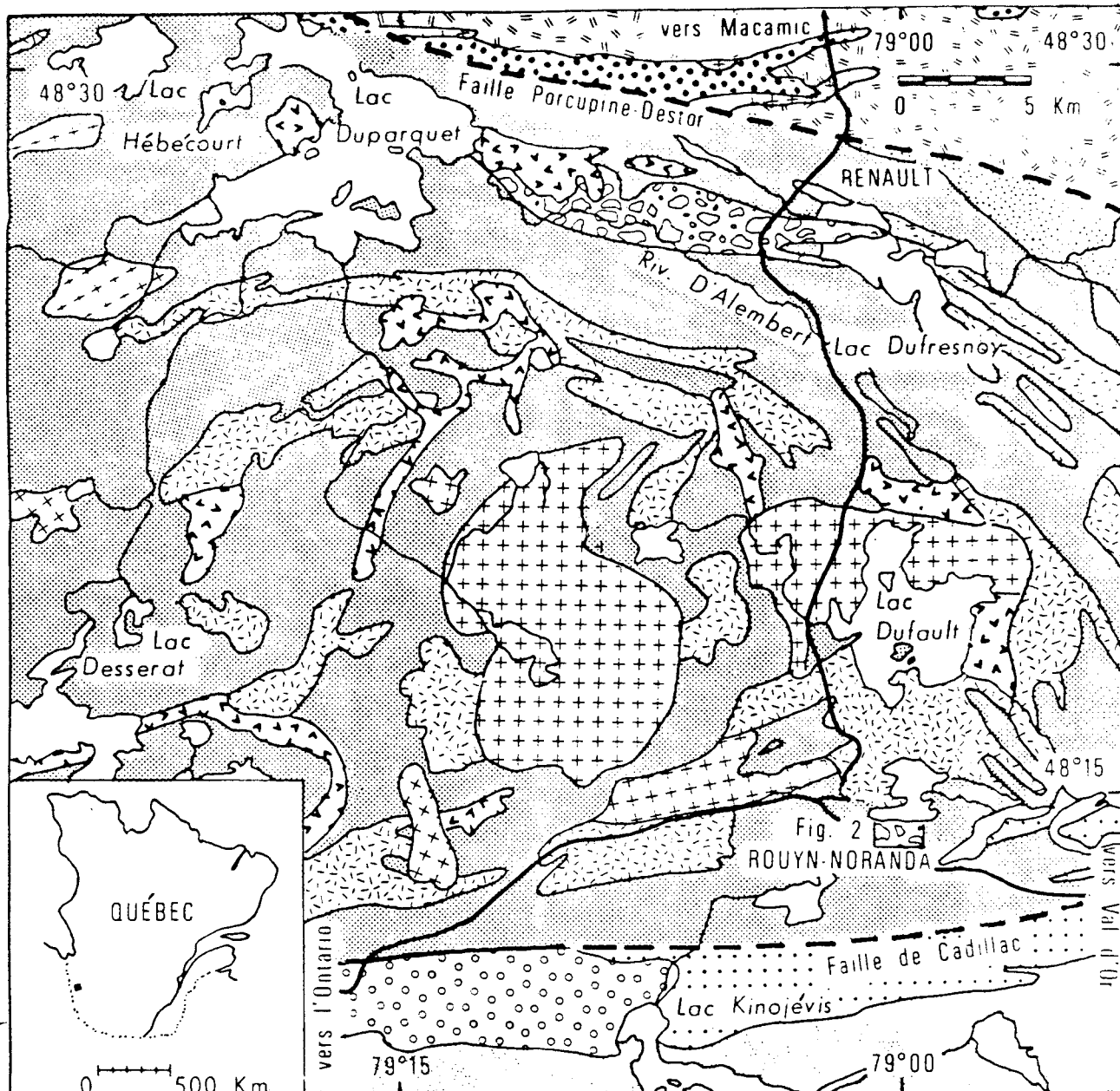
Le but de ce mémoire est de déterminer les mécanismes de mise en place et le type de fragmentation, pyroclastique ou autoclastique, à l'origine des brèches du complexe de Glenwood.

GÉOLOGIE RÉGIONALE ET LOCALISATION

Le complexe de Glenwood, d'une superficie de 2 km², se situe au centre sud de la ville de Rouyn, dans le nord-ouest québécois (Fig. 1). Ce secteur appartient à la ceinture de schistes verts d'Abitibi, d'âge archéen, au sud de la province structurale du Supérieur du Bouclier Canadien (Goodwin et Ridler, 1970).

La ceinture d'Abitibi, d'orientation générale est-ouest, consiste en un assemblage de roches sédimentaires et volcaniques relativement peu métamorphisées. Le complexe rhyolitique de Glenwood appartient au Groupe de Blake River, constitué de suites tholéiitiques et calco-alcalines différenciées (Gélinas et al., 1977). L'épaisseur de ce groupe peut atteindre 12,000 m à 15,000 m (Baragar, 1968), mais dans les environs de Rouyn-Noranda, il atteint une puissance de 5,000 m (De Rosen-Spence, 1976, p. 20). Goodwin (1977) estime que les rhyolites forment environ 5% de l'ensemble du Groupe de Blake River. Cependant, dans la région de Rouyn-Noranda, 53% du groupe est de composition felsique (De Rosen-Spence, 1976). L'abondance de roches acides indiquerait la présence d'un centre éruptif majeur dans cette région (Goodwin et Ridler, 1970).

Les rhyolites du complexe de Glenwood occupent la partie inférieure du Groupe de Blake River (Goodwin et Ridler, 1970). Elles sont bordées au nord-est et au sud-est par des laves à coussins de composition intermédiaire et mafique. Les coussins, aux extrémités nord-est et



PROTEROZOÏQUE

 Groupe de Cobalt

ARCHÉEN


Roches intrusives


 Granite


 Gabbro


Roches effusives

Groupe de Blake River

 Lave mafique

 Rhyolite


 Roches pyroclastiques


 Groupe de Kinojévis
(lavemafique et ultram.)

 Faille

Roches sédimentaires

 Groupe de Duparquet (conglomérat, grès)

 Groupe de Témiscamingue
(conglomérat, grès)

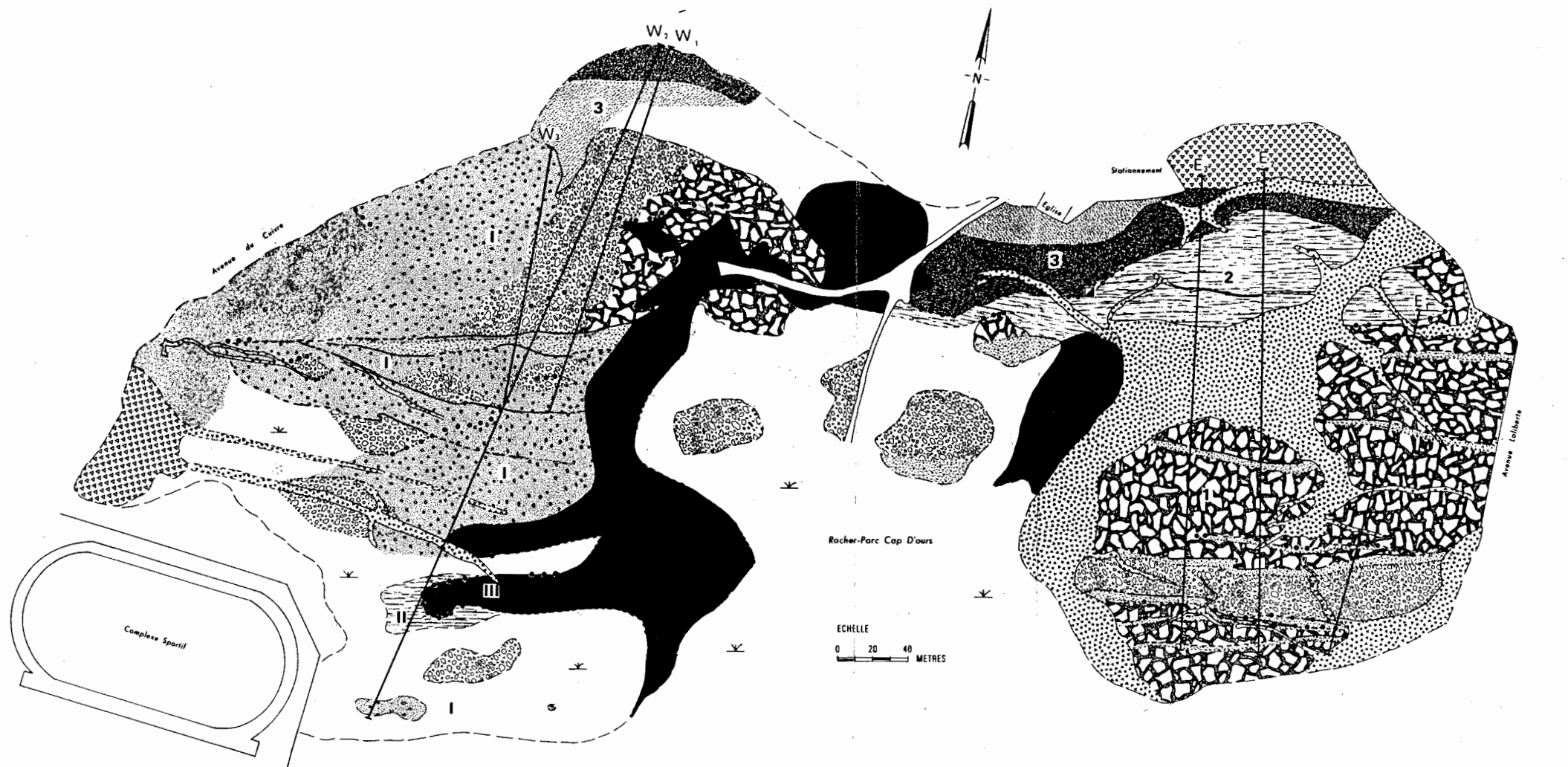
 Groupe de Pontiac (grès)

 Groupe de Kewagama (grès, conglomérat)

Fig. 1. Localisation du complexe de Glenwood (Fig. 2)

sud-est du complexe, indiquent une polarité vers le nord (Wilson, 1961; Dimroth et al., 1974). La structure n'a fait l'objet que de travaux préliminaires (Côté, dans Dimroth et al., 1974). Nous assumons que l'empilement de roches volcaniques, à l'échelle du complexe, n'a été sujet qu'à une déformation simple, comme le suggèrent les structures mégascopiques et microscopiques primaires bien conservées et la stratification régulière, là où on l'observe.

Nos données de terrain consistent en une carte détaillée levée à la planchette au 1:1,000 (Fig. 2) et en six sections stratigraphiques (Fig. 3). Dans chacune des sections, la mesure des épaisseurs des unités a été complétée par l'évolution de la taille de la fraction grossière, suivant la méthode utilisée par Tassé et al. (1978) et Gélinas et al. (1978). Nous sommes redevables à Robert Sansfaçon de la cartographie et de la mesure de cinq des six sections. Nous avons complété ce travail par le relevé de la section principale du secteur ouest (Fig. 3) et la quantification précise de la granulométrie par comptage de 300 points en 52 sites d'échantillonnage répartis dans tout le complexe.



LÉGENDE

INTRUSIONS

- DIORITE
- BRÈCHE POLYGÉNIQUE
- PORPHYRE RHYOLITIQUE

AUTOCLASTITES

- ZONE MASSIVE
- BRÈCHE DE COULÉE
- ZONE FRAGMENTÉE

PYROCLASTITES

- TUF
- TUF A LAPILLIS ET BLOCS
- LAPILLISTONE
- BRÈCHE TUFFACÉE
- BRÈCHE
- LAPILLISTONE

- Contact net observé
- Contact postulé
- Contact de transition
- Contact lithologique observé
- Contact postulé
- Contours d'affleurements
- Sulfures disséminés

- Section stratigraphique
- Marais ou mort terrain
- Chemin
- Puit d'exploration abandonné
- Unité

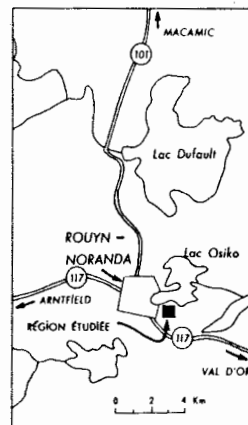
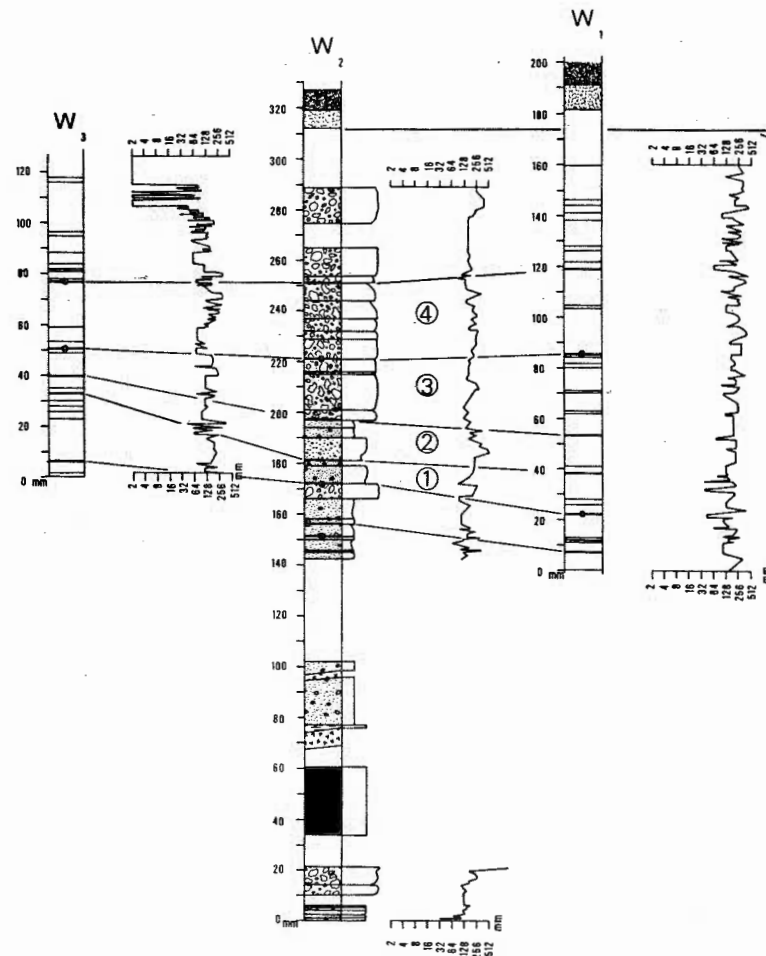


FIGURE 2

SECTEUR OUEST



SECTEUR EST

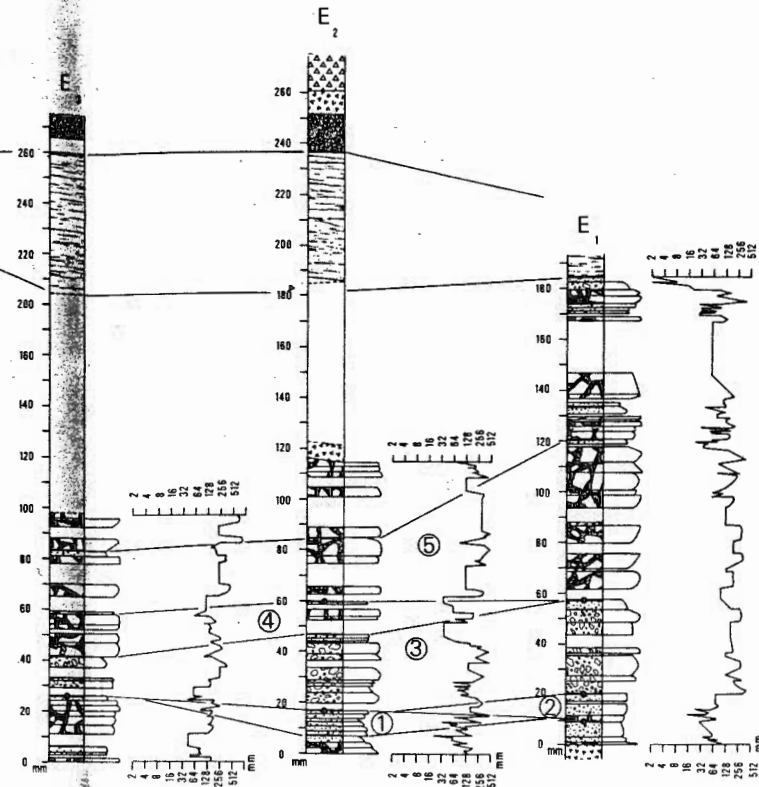


FIGURE 3

INTRUSIONS

- DIORITE
- PORPHYRE RHYOLITIQUE
- BRÈCHE POLYGÉNÉTIQUE

AUTOCLASTITES

- Zone massive
- BRÈCHE DE BOULES
- Zone fragmentée

PYROCLASTITES

- TUF
- TUF À LAPILLI ET BLOCS
- LAPILLISTONE
- BRÈCHE TUFFACÉE
- BRÈCHE
- LAPILLISTONE

LÉGENDE

- Contact net
- Horizon marqueur
- Contact de lit
- Corrélation des strates
- ① Lentilles
- Sulfures disséminés
- Mort terrain

STRATIGRAPHIE ET PÉTROGRAPHIE

Plus de 70% des rhyolites du complexe de Glenwood sont des volcanoclastites stratifiées. Les strates ont une orientation E-W et un pendage sub-vertical. La séquence de volcanoclastites, d'une épaisseur minimale de 300 m, est recoupée par des dykes mafiques et felsiques. Un dyke felsique d'orientation N-S divise le complexe en deux secteurs est et ouest (Fig. 2). Plusieurs horizons de sulfures disséminés traversent les volcanoclastites, dans le plan de la stratification. Ils se situent généralement à la base des unités de volcanoclastites grossières. L'intensité du métamorphisme est faible: les assemblages minéralogiques sont du faciès schistes verts.

Les trois sections décrites dans chacun des secteurs est et ouest résument la stratigraphie du complexe de Glenwood (Figs. 2, 3). Ces roches étant dénudées à 100%, la majorité des horizons peuvent être suivis sur le terrain, dans chacun des secteurs. Cependant, la présence d'une zone marécageuse et du dyke felsique dans la partie centrale du complexe rend difficile la corrélation des secteurs E et W. Les lits sont lenticulaires et la plupart des niveaux de sulfures disséminés n'ont qu'une extension latérale limitée, réduisant les possibilités de corrélation au seul secteur où on les trouve. Un seul horizon au sommet des deux secteurs, présente des caractères pétrographiques suffisamment distincts de l'ensemble des volcanoclastites pour être

identifié dans chacun des secteurs est et ouest, trois unités informelles distinctes, dénommées ci-après 1, 2, 3 (secteur est) et I, II, III (secteur ouest).

Unité 1 (secteur est)

Les volcanoclastites de l'unité 1 sont stratifiées. Elles occupent la moitié inférieure de l'empilement de ce secteur. Les lits sont lenticulaires et leur épaisseur varie de 60 cm à 10 m, avec une épaisseur moyenne de 1 m. Ils sont fréquemment amalgamés. Leur extension latérale se limite la plupart du temps à 20 m. Le contact inférieur des strates est généralement net. La cartographie de ces contacts (Fig. 2) et les sections stratigraphiques (Fig. 3) suggèrent une morphologie apparentée à celle de chenaux. Leur concavité est orientée vers le nord, suggérant la même polarité que les coussins en périphérie du complexe. Les strates montrent des granoclasses inverses et normaux (Fig. 3).

Plusieurs types de fragments composent les rhyolites de cette unité (Figs. 4, 5). On y trouve par ordre décroissant d'importance des fragments de rhyolite aphanitique, et des fragments de ponce. Tous ces fragments forment la fraction granulométrique supérieure à 2 mm. En lame mince, la fraction inférieure à 2 mm est constituée par ordre décroissant d'aggrégats de quartz et de plagioclase, de séricite, de chlorite, d'épidote et d'opakes. La présence d'échardes a été observée dans plusieurs échantillons (Fig. 6). Des fragments de phénocristaux de feldspath, rarement de quartz, sont présents en quantités variables (1% à 10%).

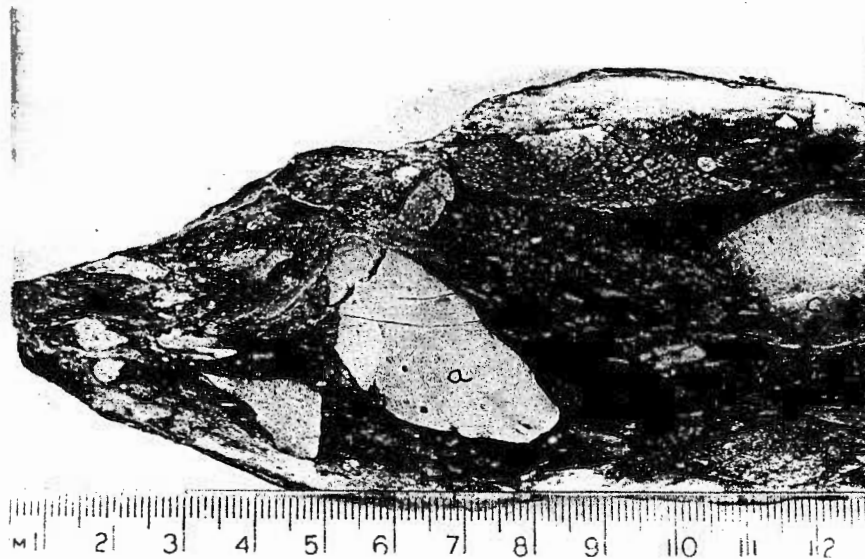


Fig. 4. Section polie et attaquée à l'acide fluorhydrique montrant les divers fragments rhyolitiques de l'unité 1, secteur est. Fragment de rhyolite porphyrique a) de rhyolite aphanitique b) de ponce c).



Fig. 5. Microphotographie de volcaniclastites de l'unité 1, secteur est. Des fragments de ponces, de rhyolite aphanitique et de cristaux baignent dans une matrice quartzo-feldspathique avec séricite et chlorite. LN Gross. 5 x.



Fig. 6. Microphotographie d'échardes
de verre recristallisé dans la
matrice des volcanoclastites de
l'unité 1, secteur est.
LN Gross. 30 x.

Les fragments de rhyolite porphyrique et de rhyolite aphanitique sont de couleur jaune pâle en surface altérée, avec un relief positif. Il est difficile de quantifier leur abondance relative car leur morphologie est très semblable. Leur taille moyenne est de 8 cm, mais quelques blocs atteignent 4 à 5 m (Figs. 7, 8). En lame mince, les fragments de rhyolite porphyrique, sont constitués de phénocristaux de plagioclase (albite) fortement altérés en épidote, séricite et chlorite, baignant dans une mésostase formée d'amas de fines lattes de quartz et d'albite, et d'aggrégats dispersés d'épidote et de séricite (Fig. 9). Les fragments de rhyolite aphanitique se présentent sous forme d'aggrégats quartzo-feldspathiques au travers desquels sont dispersés des minéraux d'altération: séricite, chlorite, un peu d'épidote et des opaques.

Les fragments de ponces sont plus spectaculaires. Sur le terrain, ils apparaissent sous forme de fragments vésiculés à 40%. Ils sont en relief négatif ou se confondent à la matrice par leur couleur gris foncé et leurs limites diffuses. Leur taille varie entre 2 et 64 mm avec une taille moyenne de 15 mm. En lame mince, les fragments de ponces montrent les morphologies les plus diverses. Ils sont généralement étirés, aplatis, parfois laminés avec des extrémités effilochées (Fig. 10). La plupart des fragments sont déformés et se moulent contre d'autres fragments lithiques ou fragments de cristaux (Fig. 11). Par contre, quelques fragments sont de forme ovale ou quelconque et bien individualisés (Figs. 9, 12). Les amygdules sont alors peu déformées. Elles sont composées d'aggrégats microcristallins de quartz et d'albite



Fig. 7. Blocs de rhyolite porphyrique de 4 à 5 m flottant dans la brèche de l'unité 1, secteur est.

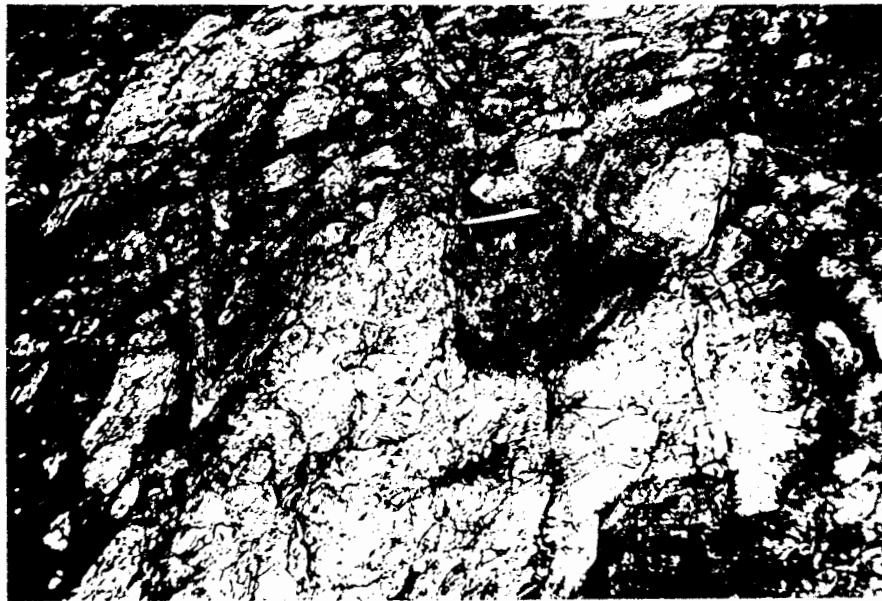


Fig. 8. Détail d'un des blocs de la figure 7 entouré de fragments de rhyolite porphyrique et aphanitique en relief positif.

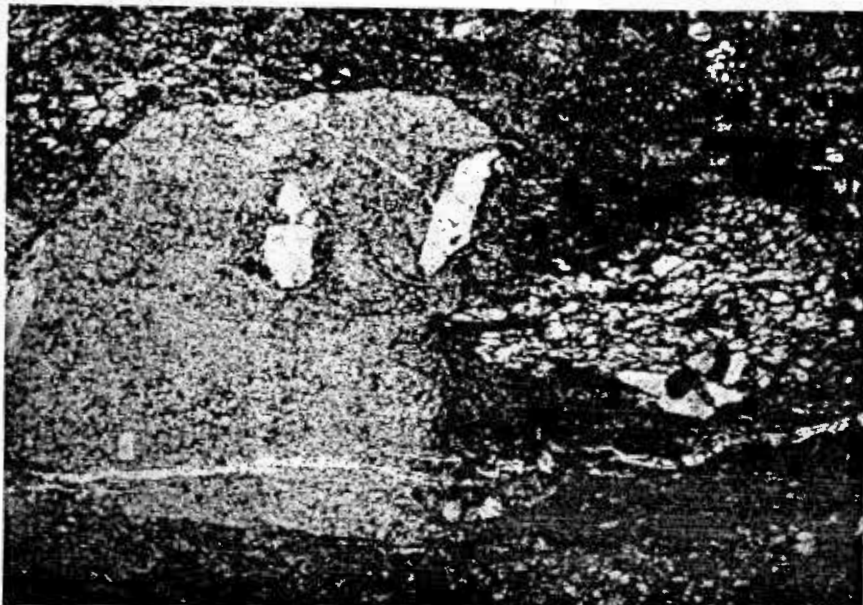


Fig. 9. Microphotographie de fragments de rhyolite porphyrique et de ponces dans les volcanoclastites de l'unité 1, secteur est. LN Gross. 30 x.

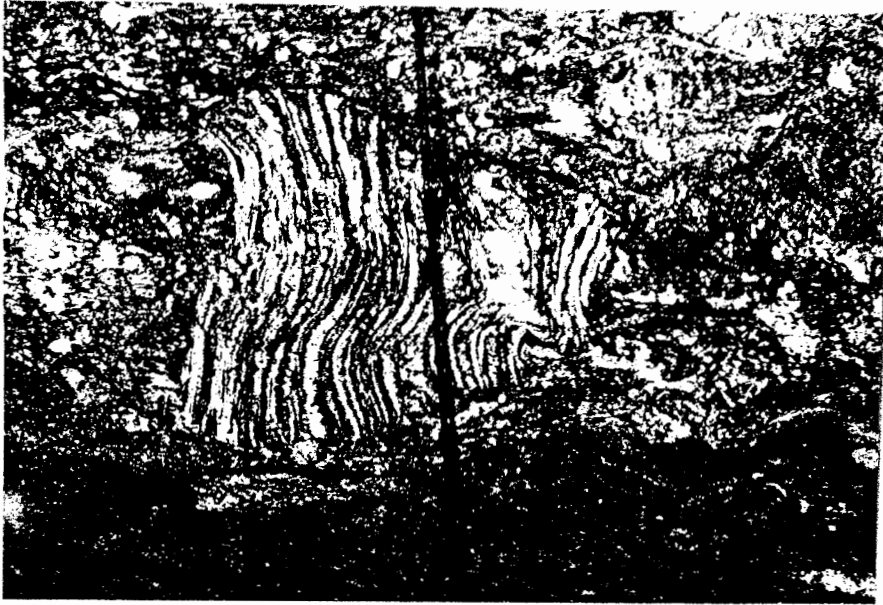


Fig. 10. Microphotographie d'un fragment de ponce laminé dans les volcanoclastites de l'unité 1, secteur est. Les extrémités sont effilochées et les amygdules étirées et déformées. LN Gross. 20 x.

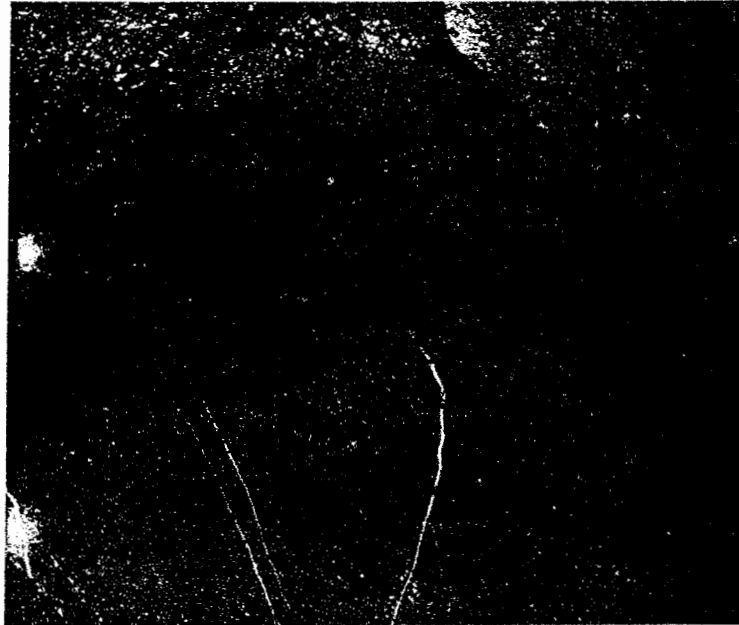


Fig. 11. Microphotographie de volcanoclastites de l'unité 1, secteur est. Un fragment de ponce aplati se moule contre un fragment de rhyolite porphyrique. Gross. 5 x.

entourés d'une mésostase cryptocristalline de quartz et d'albite, de chlorite et de séricite. Parfois les fragments de ponces sont noirs et ils ont perdu complètement leur texture originale (Fig. 13). Ces fragments montrent essentiellement des agrégats de chlorite, d'épidote et surtout de séricite entourés d'une mésostase cryptocristalline quartzo-feldspathique. Malgré la dévitrification et la distortion affectant ces fragments, leur structure interne est généralement bien conservée. Ils sont comparables aux fragments de ponces non soudés décrits par Ross et Smith (1961, p. 63, Fig. 43).

Les fragments accidentels de composition plus mafique, constitués essentiellement d'épidote et un peu de chlorite, sont observés uniquement dans la matrice des volcanoclastites stratifiées, à la base de l'unité 1 du secteur est (Fig. 14).

Unité I (secteur ouest)

L'unité I occupe les deux tiers supérieurs de l'empilement du secteur ouest et s'apparente à l'unité 1 du secteur est. Toutefois, la stratification de l'unité I est beaucoup moins marquée. Seulement quelques contacts francs sont observés au milieu de la section (Fig. 2). Les lits sont moins nombreux et plus épais dans ce secteur et peuvent dépasser 15 m. Les lits sont amalgamés et lenticulaires et leurs contacts sont peu ou pas visibles. Les changements les plus remarquables demeurent les variations granulométriques latérales. Dans la partie supérieure de l'unité, les volcanoclastites grossières (> 64 mm) passent graduellement vers l'ouest à des volcanoclastites fines (< 2 mm),

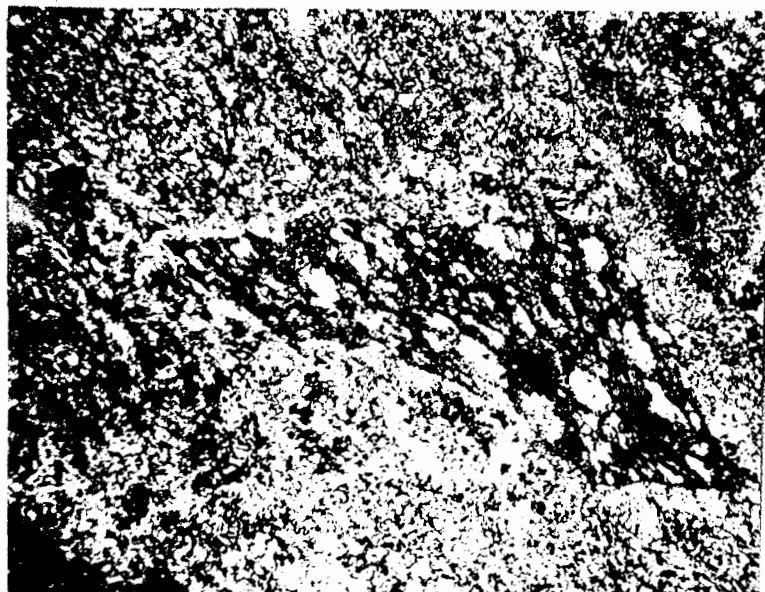


Fig. 12. Microphotographie d'un fragment de ponce bien individualisé dans les volcanoclastites de l'unité 1, secteur est. Les amygdules ont conservé leur texture originale. LN Gross. 30 x.



Fig. 13. Microphotographie d'un fragment de ponce déformé, étiré, aux extrémités effilochées. Les amygdules ont presque entièrement perdu leur identité. Unité 1, secteur est. LN Gross. 30 x.



Fig. 14. Microphotographie de fragments accidentels constitués d'épidote et un peu de chlorite dans la matrice des volcanoclastites à la base de l'unité 1, secteur est. LN Gross. 25 x.

sur une distance de 300 m (Fig. 2).

Comme dans l'unité 1 du secteur est, la fraction granulométrique supérieure à 2 mm des volcanoclastites est constituée par ordre décroissant de fragments de rhyolite massive porphyrique, de fragments de rhyolite aphanitique et de fragments de ponces (Fig. 15). Aucun fragment mafique n'a été observé. Les fragments possèdent les mêmes caractéristiques pétrographiques et morphologiques que dans le secteur est. Ils diffèrent cependant par leur taille maximale et leur pourcentage relatif. Les plus grandes tailles n'atteignent que 20 cm, la moyenne étant de 15 cm comparé à 30 cm dans le secteur est. Les fragments de ponces forment 30% à 70% de la fraction dominante, contrairement au secteur est où ces fragments forment moins de 30% de cette fraction.

En lame mince, la structure interne originale des fragments de ponces est généralement moins bien conservée que dans le secteur est. La soudure des fragments s'observe dans plusieurs échantillons (Fig. 16). La fraction granulométrique fine (< 2 mm) se définit par une multitude d'échardes recristallisées, des agrégats quartzofeldspathiques et, en moindre quantité, des fragments de cristaux de plagioclase. Des produits d'altération peuvent constituer jusqu'à 40% de la matrice de certains échantillons: chlorite, séricite et calcite omni-présentes; épidote en général en faible pourcentage (1% à 3%). Les opaques présents (1% à 3%) sont la pyrite, le leucoxène et des sulfures.

Les unités 1 (secteur est) et I (secteur ouest) forment l'essentiel des volcanoclastites du complexe de Glenwood. Nous avons

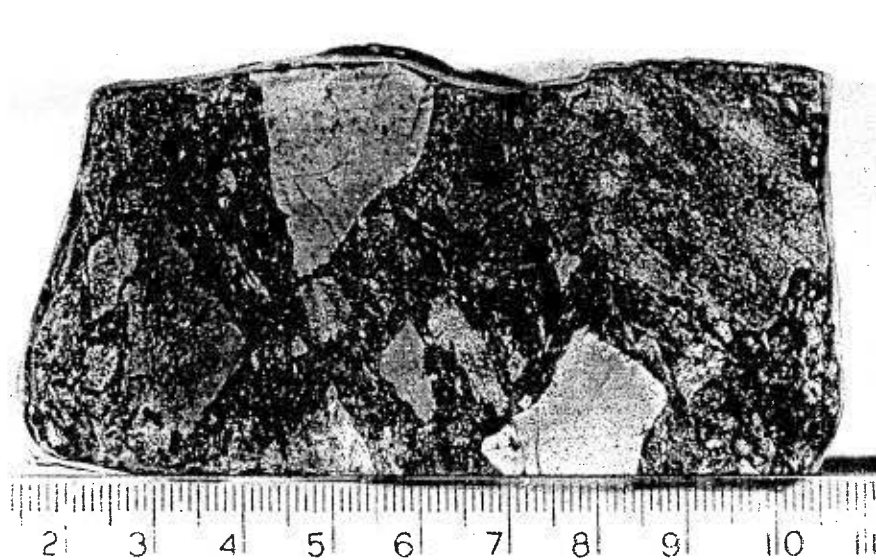


Fig. 15. Section polie et attaquée à l'acide fluorhydrique des volcanoclastites de l'unité I, secteur ouest. Echelle en cm.

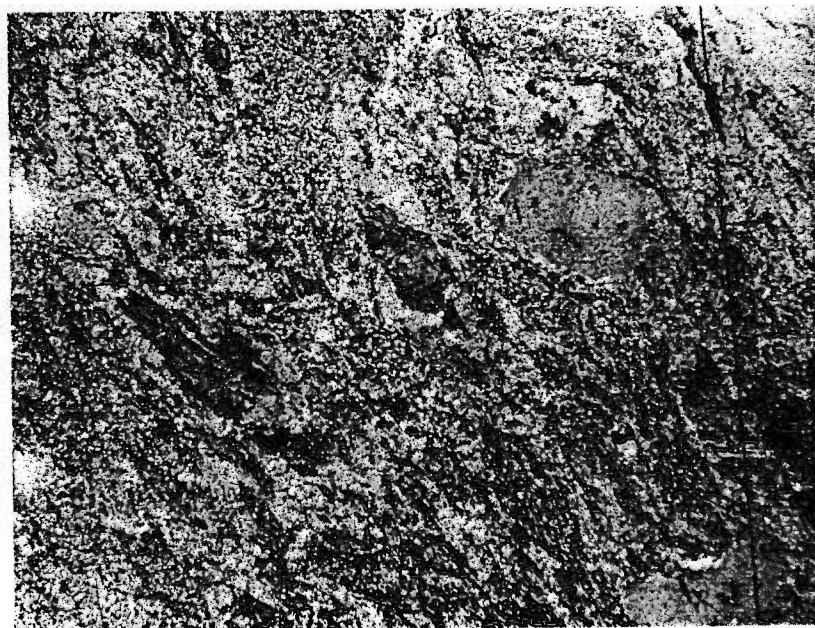


Fig. 16. Microphotographie des volcanoclastites de l'unité I, secteur ouest. Fragments de ponces étirés et soudés constituant la matrice des fragments. LN Gross. 5 x.

rappelé dans notre introduction la controverse entourant l'origine de la fragmentation des rhyolites du complexe de Glenwood. Dépendant du mode de fragmentation, Fisher (1961, 1966) distingue trois types de roches volcanoclastiques: autoclastique, épicastique et pyroclastique. Une synthèse récente de Lajoie (1979) résume l'aspect des différents faciès rencontrés dans des volcanoclastites anciennes et modernes. Le tableau 1 résume les principaux critères de reconnaissance applicables aux différents produits volcanoclastiques formés par l'un ou l'autre des processus de fragmentation.

Les volcanoclastites des unités 1 (secteur est) et I (secteur ouest) ne sont pas des roches volcaniques épicastiques. Une origine épicastique implique un transport à froid et des dépôts communément polygénétiques. Les volcanoclastites du complexe de Glenwood sont presque entièrement monogénétiques sauf à la base du secteur est, où quelques fragments accidentels de composition plus mafique, suggèrent l'incorporation de fragments de roches andésitiques sous-jacentes lors des premiers épanchements de composition rhyolitique. Dans la plupart des cas, la grande plasticité des fragments et les évidences de soudure indiquent plutôt une mise en place à chaud. En supposant un environnement sub-aquatique pour le complexe de Glenwood, une origine hyaloclastique ne peut s'appliquer aux volcanoclastites des unités 1, I. Leur composition rhyolitique, la présence de fragments lithiques et la stratification dans le dépôt sont des caractéristiques impropres à une telle origine. Les magmas acides forment par ailleurs un matériel trop visqueux pour donner lieu à la formation de dépôts majeurs

	Types	Mécanismes de formation	Faciès	Pétrographie	Composition des roches effusives parentales	Environnement
AUTOCLASTIQUE	Hyaloclastique	Autobréchification causée par le refroidissement rapide de la lave au contact de l'eau et de la glace.	Dépourvu de structures d'accumulation sauf si remobilisé.	Fragments anguleux, monogénétique hyalins; fragments de verre (écharde en forme de plaquette, granulométrie fine).	Basaltique à andésitique	Sub-aquatique
	Brèches de coulée	Fragmentation mécanique de lave semi-solide à solide par son propre mouvement.	Formation de dépôt <u>in situ</u> ; passage graduel avec le magma parental. Dépourvu de structures d'accumulation sauf si remobilisé, avant d'être sédimenté.	Monogénétique, granulométrie relativement grossière; fragments de coussins aux formes plastiques ou segments de blocs anguleux dans une matrice de fragments de verre et d'écharde; fragments de ponces et caractères liés à la soudure peuvent être présents.	Basaltique à rhyolitique	Sub-aérien, sub-aquatique
PYROCLASTIQUE	Brèches dérivées de dômes extrusifs	Explosion due à l'expansion des gaz contenus dans le magma rhyolitique sous la carapace d'un dôme.	Passage graduel avec les coulées ou dômes associés. Aucune structure de traction due à la viscosité des laves.	Fragments sub-anguleux à anguleux monogénétiques, écharde de verre et ponces peuvent être présents dans la matrice.	Rhyolitique à dacitique	Sub-aérien, sub-aquatique
	Projections aériennes	Explosion et éjection d'une cheminée volcanique: retombée de débris.	Zonalité des structures et parfois de la composition dans le dépôt le plus souvent granoclassé normal.	Monogénétique ou polygénétique fragments accessoires et accidentels peuvent être abondants; fragments non soudés.	Rhyolitique à dacitique	Sub-aérien ou sub-aquatique
	Epanchement	Explosion et éjection d'une cheminée volcanique; épanchement de débris contrôlé par la gravité.	Séquences de structures sédimentaires analogues à celles formées dans les coulées de densité (laminaires et turbulentes).	Débris peuvent être soudés; ponces et écharde étirées et écrasées. Mono.	Andésitique à rhyolitique	Sub-aérien, sub-aquatique
EPICLASTIQUE		Erosion de roches volcaniques.	Analogue à tout type de dépôt sédimentaire détritique.	Echarde de verre, ponce et éléments vitreux généralement détruits dans le transport. Présence de fragments de roches ignées métamorphiques et sédimentaire. Pas de phénomène de soudure.	Roches volcaniques de tout type	Sub-aquatique, sub-aérien

Tableau 1. Caractéristiques de dépôts volcanoclastiques formés par différents mécanismes de fragmentation.
Fisher (1961); Parsons (1969), Lajoie (1979).

d'hyaloclastites (Pichler, 1965). La stratification des dépôts de ces deux unités et l'absence de dômes aux environs immédiats de ces dépôts sont inconciliables avec l'hypothèse de brèches dérivées de dômes extrusifs. L'hypothèse de brèche de coulée est aussi rejetée à cause de l'absence de contact transitionnel avec une masse source. Les évidences d'accumulation à chaud des éléments de ces unités et la présence abondante de ponces et d'échardes suggèrent plutôt une origine pyroclastique. Ross et Smith (1961) indiquent que la présence de scories est un critère d'identification de la nature pyroclastique d'un dépôt. Ils précisent que la soudure et la déformation plastique des éléments identifient les dépôts résultant d'épanchements pyroclastiques. Les contacts francs et probablement érosifs et la présence de granoclassements inverses suggèrent une accumulation à partir de coulées de densité. Les textures observées dans ces unités s'apparentent à celles décrites dans des tufs soudés par Ross et Smith (1961) et Schmincke (1967). Le pourcentage relativement élevé des fragments de ponces combiné aux fragments lithiques et aux cristaux dans presque tous les dépôts suggère des explosions d'origine magmatique (Heiken, 1972; Dimroth, 1977). La plupart des dépôts sont probablement primaires (au sens de Fisher, 1961, 1966) puisque la température nécessaire à la soudure est supérieure à 500°C (Smith, 1958; Boyd, 1961; Ross et Smith, 1961).

Unité 2 (secteur est)

Au-dessus de l'unité 1 dans le secteur est, au niveau

180 m de la section E₂ (Fig. 3), un corps lenticulaire d'une épaisseur maximale de 30 m, en contact net avec l'unité 1, s'étend latéralement sur une distance de 300 m et forme l'unité 2. Sur le terrain, son aspect massif est remarquable par rapport à l'unité sous-jacente. Cependant la partie la plus orientale de l'unité 2 montre une rhyolite fragmentaire constituée d'éléments vésiculés à 35%, de forme ellipsoïdale, apparaissant en relief négatif (Fig. 17). La limite des fragments est diffuse. Leur taille, en moyenne de 3 cm, peut atteindre 6 cm. Lorsque l'on passe vers la zone d'aspect massif, des rubanements sériciteux s'entrecroisent et miment la forme de fragments. Les lames minces montrent 20 à 25% de phénocristaux de plagioclase entièrement altérés en calcite et séricite (Fig. 18). Les phénocristaux sont entourés de fragments de ponce étirés et soudés. Les fragments ponceux sont constitués d'aggrégats quartzo-feldspathiques. La séricite, la chlorite, 3% à 4% de leucoxène et des traces de pyrite sont dispersés dans l'ensemble de la roche. Un aplatissement des éléments s'observe, tant en lame mince qu'en section polie. Toutes ces observations sont caractéristiques de pyroclastites soudées.

Cette unité semble reliée physiquement au porphyre rhyolitique du dyke central (Fig. 2). Cependant, l'absence d'affleurement à la jonction du porphyre rhyolitique ne permet pas de décrire la nature exacte du lien entre les deux lithologies. Les affinités génétiques doivent plutôt être recherchées dans les caractéristiques pétrographiques.

Le porphyre rhyolitique recoupe les volcanoclastites sous



Fig. 17. Fragments vésiculés à l'extrême est de l'unité 2 du secteur est. Le stylo feutre à l'extrême gauche de la photo mesure 14 cm.

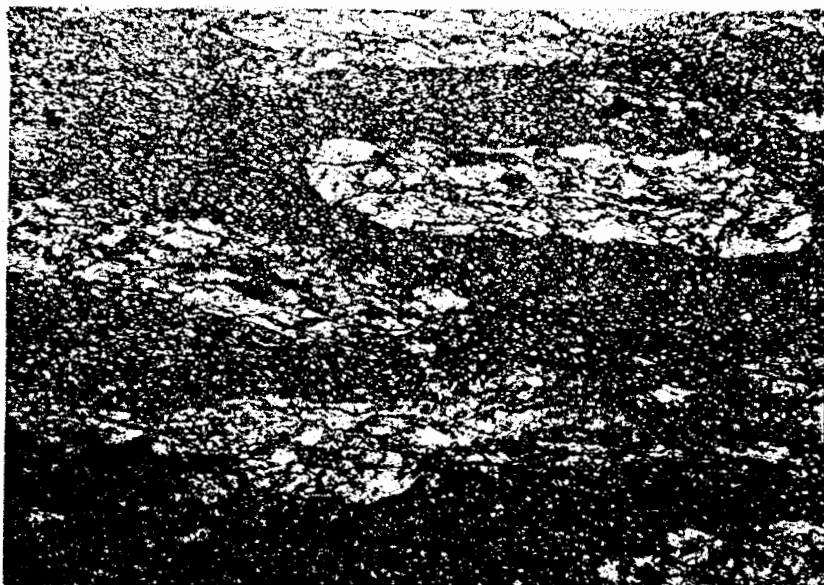


Fig. 18. Microphotographie de phénocristaux de plagioclase altérés en calcite et séricite dans la rhyolite de la figure 17. LN Gross. 30 x.

forme d'un dyke orienté N-S, au centre du complexe (Fig. 2). A 200 m à l'est, une ramification du dyke montre une rhyolite rubanée constituée de bandes blanches et noires (Fig. 19). L'étude microscopique révèle un changement progressif des textures, de la partie inférieure du dyke (sud) vers sa partie supérieure (nord).

Dans la partie inférieure, la rhyolite porphyrique contient 15% à 20% de phénocristaux de plagioclase et de quartz. Les plagioclases se présentent en plages d'albite broyées et fissurées, entourées de minéraux d'altération: épidote, calcite et séricite. Les phénocristaux de feldspaths sont isolés ou montrent une texture glomérporphyrique. Le quartz forme moins de 2% de l'ensemble des phénocristaux. Il est aussi broyé, fissuré et corrodé. Tous ces phénocristaux hypidiomorphes à xénomorphes, baignent dans une pâte quartzo-feldspathique riche en chlorite, épidote, calcite et séricite. Localement, on observe des fragments vésiculés de couleur vert foncé. La pâte montre de fines lattes de cristaux squelettiques de plagioclase entremêlées à des grains de quartz. Dans la rhyolite rubanée, la même texture microlitique s'observe dans les bandes blanches. La rhyolite des bandes sombres montre une texture fluidale prononcée. Elle est très riche en épidote et chlorite, produits d'altération des phénocristaux de plagioclase et de la pâte quartzo-feldspathique (Fig. 20).

La rhyolite de la partie nord du dyke est comparable à celle de la partie sud, sauf que la texture microlitique est remplacée par une texture isogranulaire (Fig. 21). Les phénocristaux sont presque uniquement de l'albite altérée en séricite et un peu en calcite.



Fig. 19. Rhyolite intrusive rubanée. Alternance de bandes blanches et grises, orientées E-W, à l'est du dyke principal.

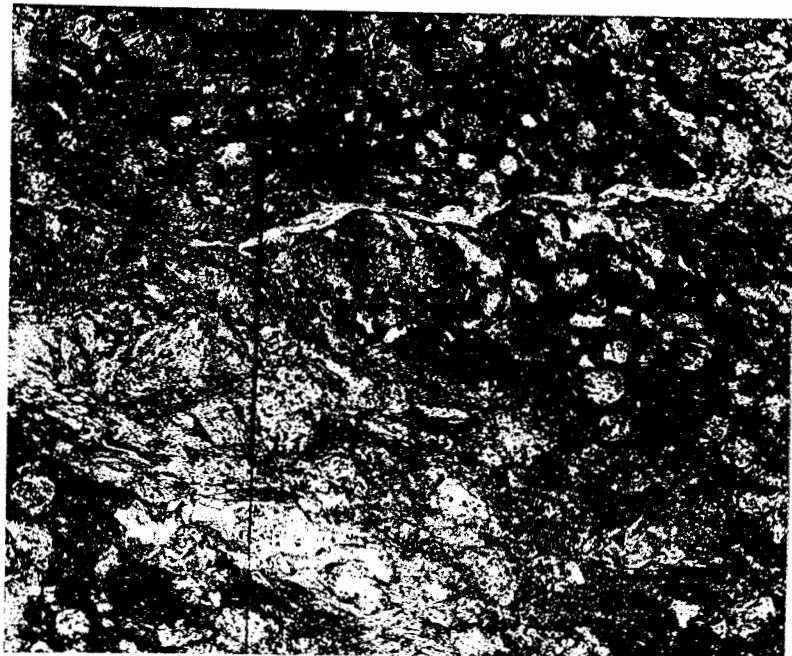


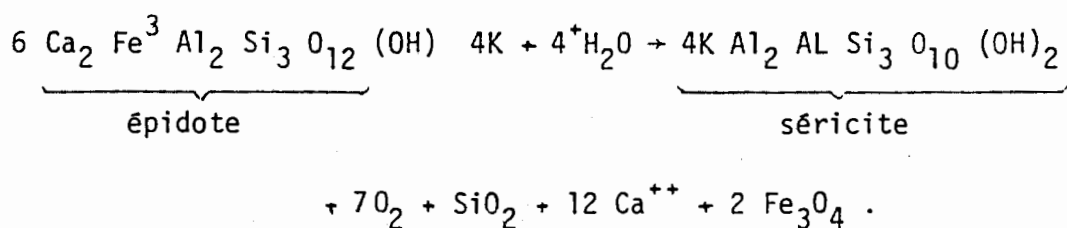
Fig. 20. Microphotographie de la rhyolite des bandes grises de la rhyolite rubanée. Ces phénocristaux sont broyés et presque entièrement altérés (taches sombres et claires dans la partie supérieure de la photo). Texture fluidale dans la matrice entourant les phénocristaux (bande claire traversant le centre de la photo). LN Gross. 5x.



Fig. 21. Microphotographie de la rhyolite porphyrique de la partie supérieure du dyke. Phénocristaux légèrement altérés en calcite et séricite dans une mésostase isogranulaire.
LN Gross. 30x.

Les phénocristaux de plagioclase broyés et fissurés de l'unité 2 (secteur est) s'apparentent aux phénocristaux du porphyre rhyolitique. Cette observation, la présence de fragments vésiculés dans le porphyre, et la proximité du porphyre et de cette unité, suggèrent qu'un lien génétique les relie et que l'unité 2 (secteur est) pourrait être une émanation du porphyre rhyolitique.

L'absence d'épidote dans la partie nord du porphyre rhyolitique et dans l'unité 2 du secteur est, et la présence abondante de calcite et séricite s'expliqueraient par une altération postérieure par des eaux météoritiques riches en potassium. La séricitisation s'exprime par la réaction suivante:



La texture microlitique limitée à la partie inférieure du dyke (sud) résulte possiblement d'une zonalité du dyke, sa partie inférieure correspondant à un porphyre rhyolitique à quartz et feldspath et sa partie supérieure à un porphyre feldspathique.

Unités II et III (secteur ouest)

Dans le secteur ouest, l'unité II, comme l'unité 2 (secteur est) est essentiellement constituée de fragments vésiculés ou laminés d'environ 3 cm, de teinte sombre, formant une masse cahotique dans laquelle flottent quelques fragments de rhyolite aphanitique plus clairs.

Seuls les fragments clairs manifestent une orientation préférentielle E-W. À 50 m à l'est, les fragments vésiculés, en relief négatif, sont étirés, aplatis et orientés E-W dans le dépôt (Fig. 22).

En lame mince, la roche présente des fragments de verre altéré, des fragments de ponces étirés et déformés et des échardes recristallisées. Les fragments de ponces et les fragments de verre forment la fraction granulométrique supérieure à 2 mm. Les fragments de verre sont partiellement remplacés par de la chlorite. Le verre présente fréquemment une texture perlitique (Fig. 23). Des fragments de verre, des échardes recristallisées, des agrégats quartzo-feldspathiques, entourés d'une pâte constituée de chlorite, séricite, épidote et opaques constituent la fraction granulométrique fine inférieure à 2 mm. Ces caractéristiques pétrographiques suggèrent une origine pyroclastique.

L'unité III, au contact de l'unité précédente, est une rhyolite aphanitique formée essentiellement d'agrégats quartzo-feldspathiques entourés de chlorite et séricite et d'amygdules de 0.5 à 10 mm. La taille des cristaux est en moyenne de 0.5 mm. Dans cette unité, on observe à quelques endroits des fragments vésiculés. Les seuls autres fragments observés sont des fragments de rhyolite aphanitique, plus ou moins bien délimités, près du contact avec l'unité adjacente (unité II).

Le lien entre ces deux unités s'apparente à celui que nous avons décrit précédemment entre l'unité 2 du secteur est et le porphyre rhyolitique. L'unité III du secteur ouest peut être une ramification du dyke central entourée d'une coulée de ponces (unité II). L'absence

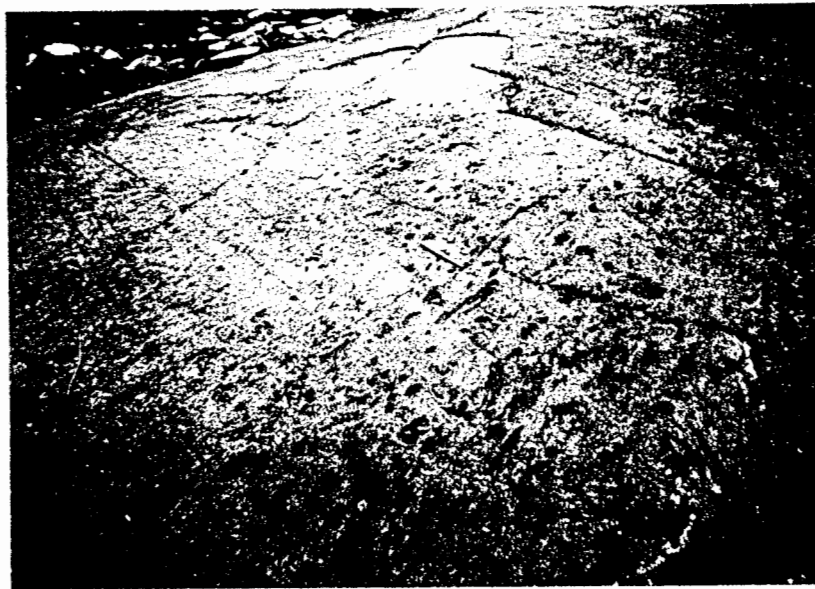


Fig. 22. Fragments vésiculés orientés de l'unité II, du secteur ouest. Ces fragments sont étirés, aplatis, et en relief négatif.

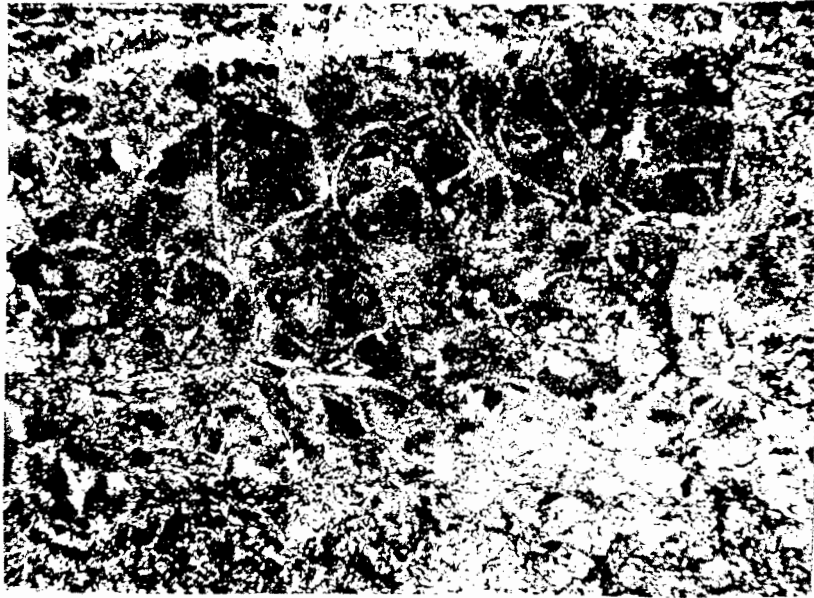


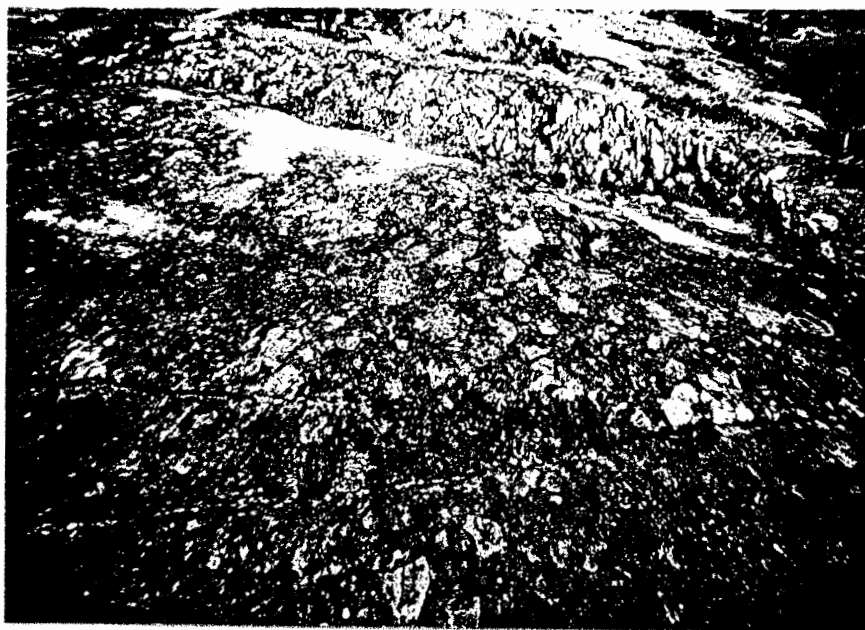
Fig. 23. Microphotographie d'un fragment de verre dans les volcanoclastites de l'unité II, secteur ouest. Ce verre altéré en séricite montre une texture perlitique.
LN Gross. 30 x.

d'affleurement entre le dyke central et l'unité III ne permet pas de confirmer cette hypothèse.

Unité 3 (secteur est)

L'unité 3, d'au moins 60 m d'épaisseur, est en contact discordant avec l'unité 2 dans le secteur est (Fig. 2). L'unité montre un passage graduel d'une rhyolite grossièrement fragmentaire à une rhyolite aphanitique. A la base (Fig. 24a), la rhyolite montre des fragments de rhyolite aphanitique de 4 cm à 30 cm, en moyenne 8 cm, anguleux, étirés, accolés les uns aux autres avec une matrice presque inexistante. Au centre (Fig. 24b), les fragments sont moins distincts. Ils ont une forme ovale, et le relief positif qui caractérisait les fragments de la base n'existe plus. Les fragments sont brun foncé et la matrice qui les entoure est jaunâtre. Vers le sommet de l'unité (Fig. 24c), l'aspect de la rhyolite change de façon drastique sans toutefois qu'il y ait contact franc. L'aspect fragmentaire de la rhyolite est disparu. Il s'agit d'une rhyolite à grain fin montrant des rubans sériciteux. Ces volcanoclastites sont massives dans toute l'unité.

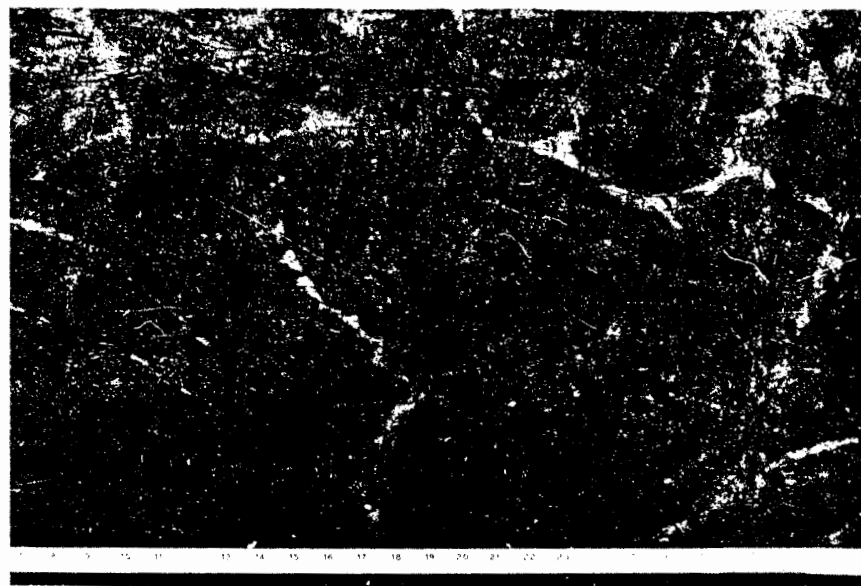
La surface polie d'échantillons attaqués à l'acide fluorhydrique révèle une texture eutaxitique à la base de l'unité; cette texture semble beaucoup moins prononcée au centre de l'unité (Figs. 25, 26). Les volcanoclastites sont constituées de fragments blancs de rhyolite aphanitique de fragments de ponces vert foncé et noir et d'échardes recristallisées. Les fragments de couleur brun foncé dans le



(a)



(b)



(c)

Fig. 24. Volcaniclastites de l'unité 3, secteur est. A la base (a) les fragments sont anguleux et la matrice est peu abondante. Au centre de l'unité (b) les fragments de forme ovale s'entourent d'une matrice à grain fin de couleur jaune pâle. Vers le sommet (c), l'aspect fragmentaire est disparu. Les rubans sériciteux forment un patron géométrique.

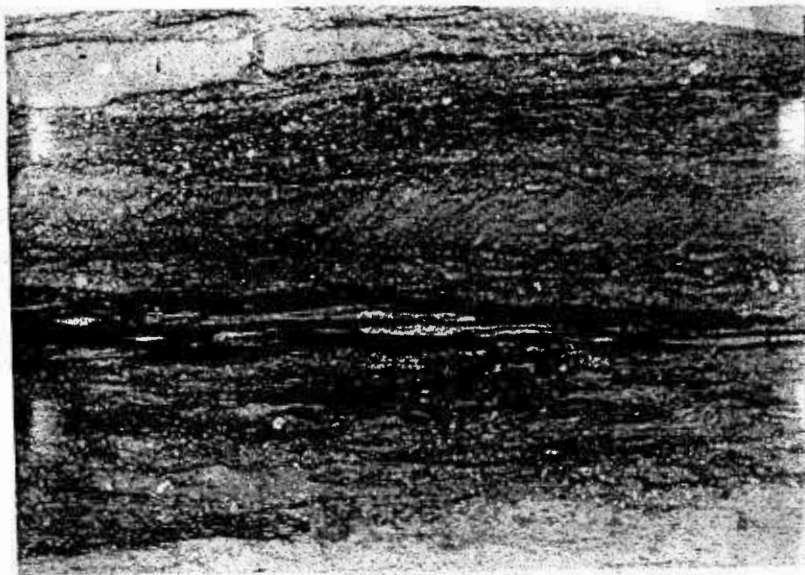


Fig. 25. Microphotographie des volcaniclastites à la base de l'unité 3, secteur est. Tous les éléments de la roche sont étirés et aplatis. LN Gross. 30x.

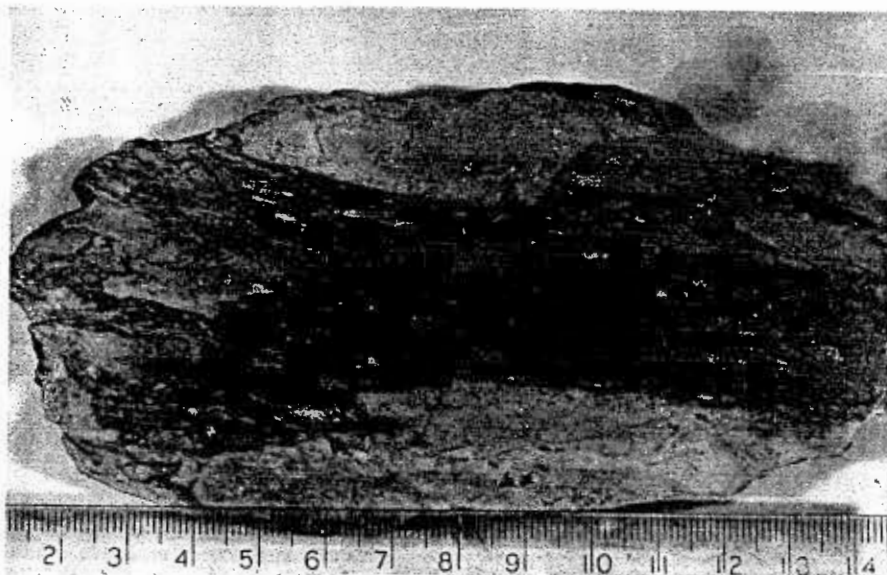


Fig. 26. Section polie attaquée à l'acide fluorhydrique du centre de l'unité 3, secteur est. De grands fragments de rhyolite aphanitique altérés flottent dans une matrice clastique constituée de fragments de types divers et d'échardes recristallisées.

centre de l'unité sont des fragments de rhyolite aphanitique possible-
ment altérés par une substance minéralisante sulfureuse. Le pourcen-
tage d'opakes (10% à 15%) est beaucoup plus élevé que dans d'autres
fragments analogues. La rhyolite aphanitique, vers le sommet de l'uni-
té, est formée d'aggrégats quartzo-feldspathiques traversés par des
rubans constitués surtout de séricite, d'aggrégats quartzo-feldspathiques
et d'opakes (Figs. 27, 28). La recristallisation de cette rhyolite
massive est presque complète. Cependant, on peut encore y observer
quelques vestiges de dévitrification.

Au sommet de l'empilement dans le secteur ouest, la zone mas-
sive de l'unité 3 passe à une zone bréchique. L'absence d'affleurement
ne permet pas d'observer la zone bréchique à la base de l'unité dans ce
secteur.

Le type de fragments dans cette unité et son aspect massif
suggèrent une origine autoclastique. Cette unité se relie au porphyre
rhyolitique par un passage transitionnel observé dans le secteur est.
Une coulée rhyolitique se fragmente généralement à la base, à la partie
frontale et au sommet. L'unité 3 du secteur est représenterait la par-
tie inférieure et centrale de la coulée et l'affleurement situé au nord
du secteur ouest serait le sommet de la zone massive et le début de la
zone supérieure bréchifiée.

Suite à ces observations, nous suggérons que le dyke, au cen-
tre du complexe a possiblement été un conduit nourricier pour les pyro-
clastites de l'unité 2, II (?) et les autoclastites de l'unité 3.

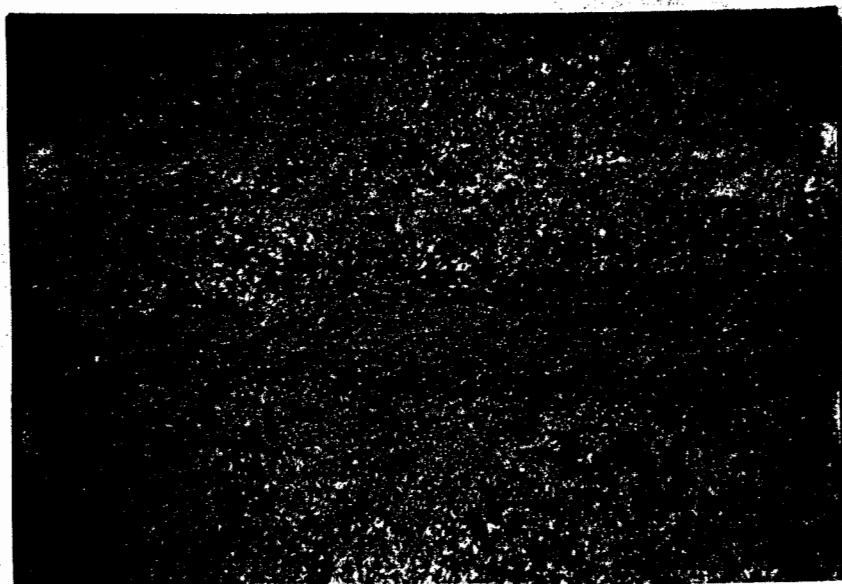


Figure 27. Microphotographie des volcaniclastites de la partie supérieure de l'unité 3, secteur est. Les bandes plus sombres correspondent aux rubans sériciteux observés sur le terrain. LN Gross. 5x

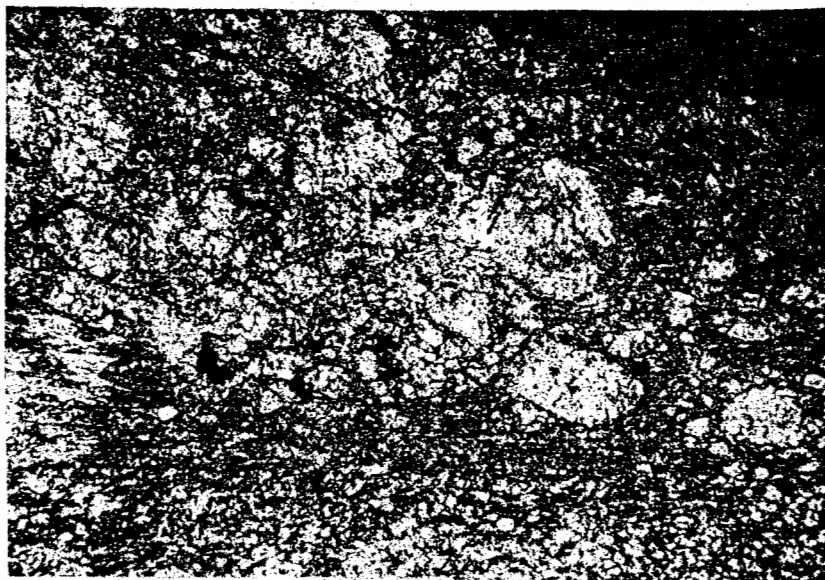


Figure 28. Grossissement 25x de la zone centrale de la figure 27.

SÉDIMENTOLOGIE

Variations granulométriques dans les pyroclastites des unités I (secteur est) et I (secteur ouest)

La carte du complexe de Glenwood montre qu'il y a variations latérales et verticales dans les types de roches, passant de brèche, à lapillistone, à tuf (Fig. 2: secteur ouest).

Afin de quantifier les variations de taille à travers le complexe et pour vérifier si les noms attribués visuellement aux lithologies, d'après la classification de Fisher (1961, 1966), correspondaient à une réalité physique, nous avons arbitrairement choisi 52 sites sur le terrain pour y effectuer des comptages de points. A chaque site, nous avons mesuré le plus grand diamètre des fragments, à chacun des 300 points d'un réseau dont la maille était proportionnelle à la dimension moyenne des fragments. La méthode utilisée est comparable au comptage de points à la platine microscopique. Les distributions des tailles dans ce cas ne sont pas des fréquences de valeurs pures mais elles sont des fréquences amplifiées par le volume des grains. Toutes les valeurs ont été normalisées en unité ϕ .

Pour fin d'analyse, nous avons considéré trois types de fractions granulométriques (Fisher, 1961, 1966): la fraction granulométrique contenant tout fragment plus grand que 2 mm, la fraction granulomé-

trique grossière contenant les plus grands fragments; les cendres, constituées de fragments plus petits que 2 mm. La fraction granulométrique constituée de fragments plus grands que 2 mm dans les pyroclastites de Glenwood comprend les fragments lithiques de rhyolite porphyrique et de rhyolite aphanitique et les fragments de ponces. La fraction grossière ne comprend que des fragments lithiques. Les cendres sont composées de fragments de ponces, d'échardes, de cristaux, de produits d'altérations et d'opakes. Les valeurs de ces trois paramètres pour chacun des sites se lisent à l'appendice I. La figure 29 est une représentation schématique des variations de la moyenne des fragments plus grands que 2 mm et du pourcentage des cendres dans tout le complexe.

Fraction granulométrique > 2 mm; abondance des cendres.

La prépondérance des variations verticales se manifeste dans l'est, par opposition aux variations latérales dans le secteur W. Dans l'unité 1, du secteur E, les variations verticales sont systématiques entre les contacts francs: il y a diminution de la granulométrie de la base vers le sommet.

Dans le secteur W (unité I), les variations entre deux contacts francs sont moins prononcées. Cependant, les variations latérales sont distinctes et rapides, en particulier dans le tiers supérieur du secteur W. La partie orientale du secteur W est une brèche dont les blocs atteignent - 8.20 phi (300 mm). Sur une distance de 300 m vers l'ouest, cette brèche passe à un tuf sans qu'aucune discontinuité ne

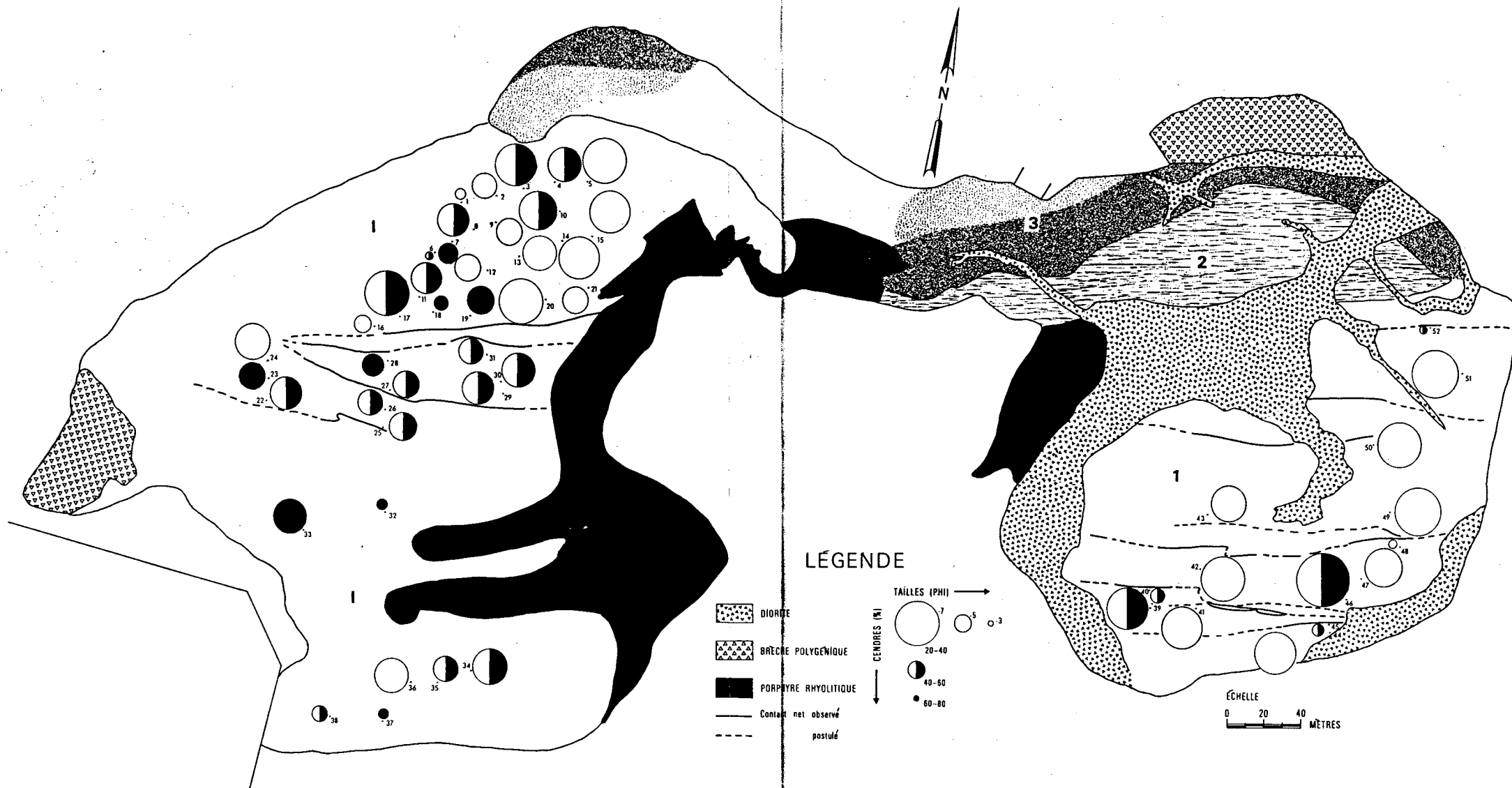


FIGURE 29

Variations de la taille moyenne des fragments plus grands que 2 mm et variations de l'abondance relative des cendres (< 2 mm) dans les pyroclastites des unités 1 (secteur est) et 1 (secteur ouest). La dimension des cercles est proportionnelle à la taille moyenne.

soit observée (Figs. 2, 29).

Le pourcentage des cendres ne présente pas de variations systématiques. Toutefois, on note des pourcentages plus élevés dans le secteur ouest, comparativement au secteur est (Fig. 29). Dans le secteur ouest, 65% des sites ont plus de 40% de cendres, comparativement à 47% des sites dans le secteur est. De même, 21% des sites ont plus de 60% de cendres dans le secteur ouest alors que seulement 11% des sites du secteur E montre ce pourcentage.

Fraction grossière.

La moyenne de la taille de la fraction grossière varie parallèlement à la moyenne des fragments plus grands que 2 mm dans tout le complexe. La figure 30 montre une corrélation significative ($r = .81$) de ces deux paramètres. Il en découle que la fraction grossière peut être un aussi bon indice que la moyenne des fragments plus grands que 2 mm dans l'étude des variations granulométriques, facteur important lorsque l'on considère que le temps nécessaire aux mesures est beaucoup plus court.

Dans le but de préciser l'évolution latérale et verticale des tailles dans l'empilement, nous avons mesuré l'évolution de la fraction grossière dans chacune des sections des secteurs est et ouest du complexe. Les fragments mesurés étaient composés de rhyolite massive porphyrique ou de rhyolite aphanitique. La fraction grossière a été enregistrée à la base, au sommet et à des positions intermédiaires de chacune des unités de sédimentation.

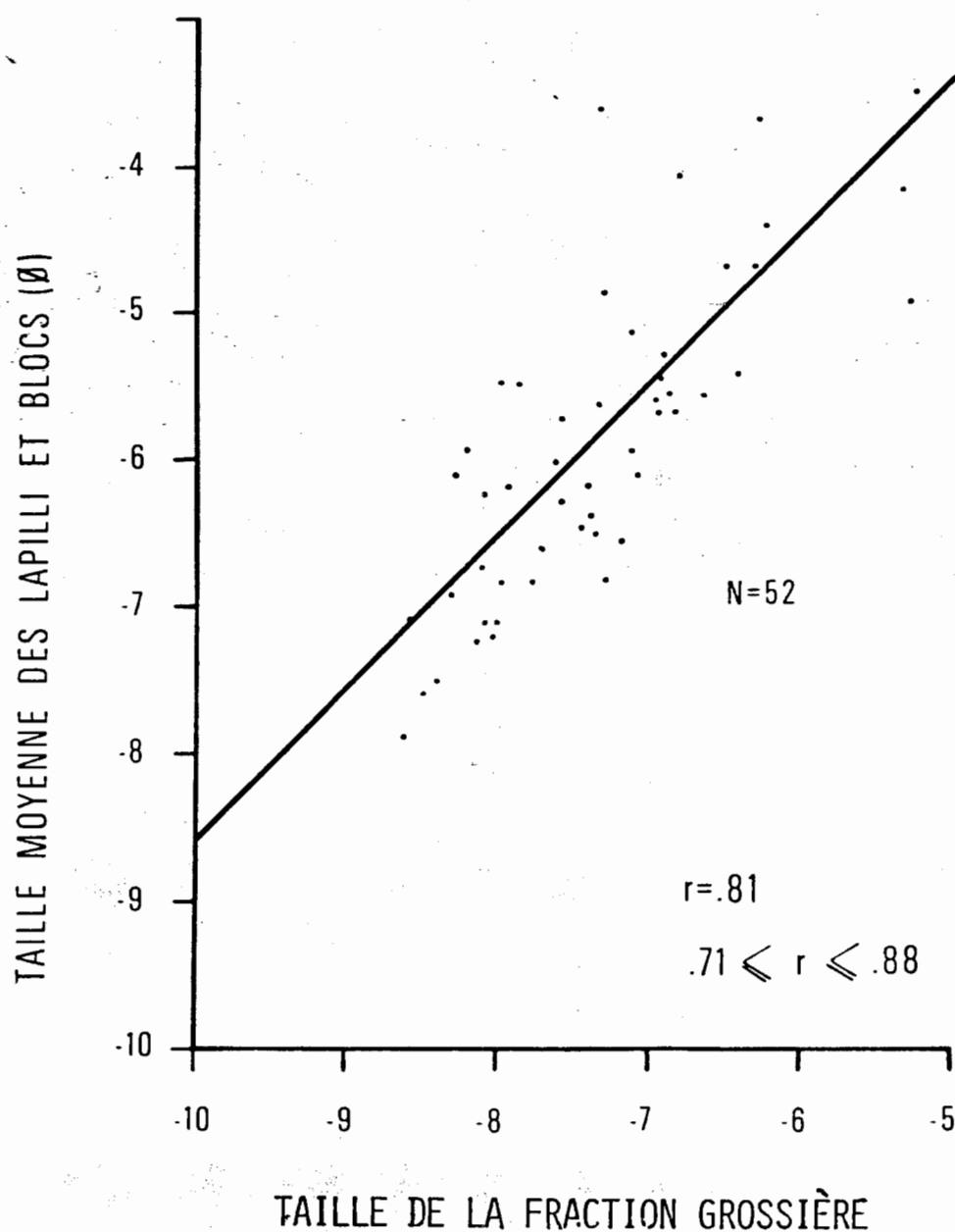
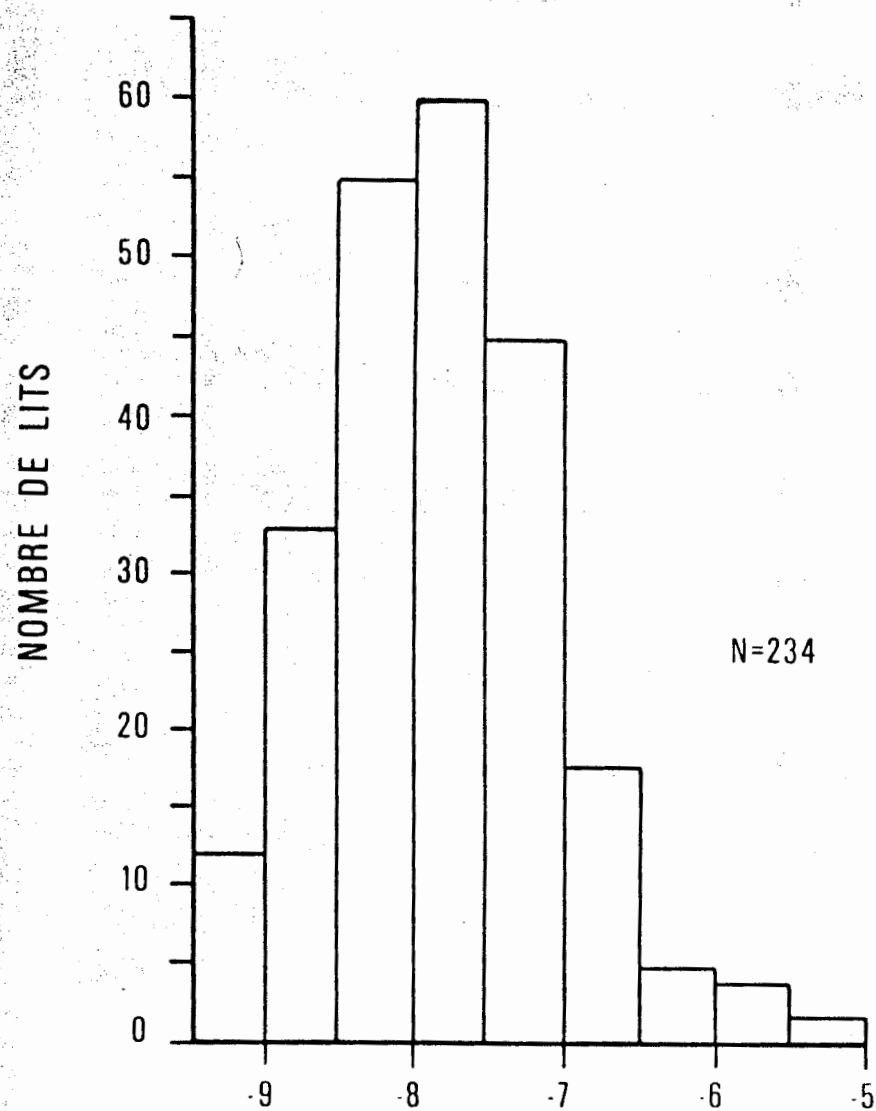


Fig. 30. Corrélation des diamètres moyens de la fraction granulométrique plus grande que 2 mm et de la fraction grossière pour tous les sites du complexe. Les limites de confiance du coefficient de corrélation (r) sont significatives à 95%.

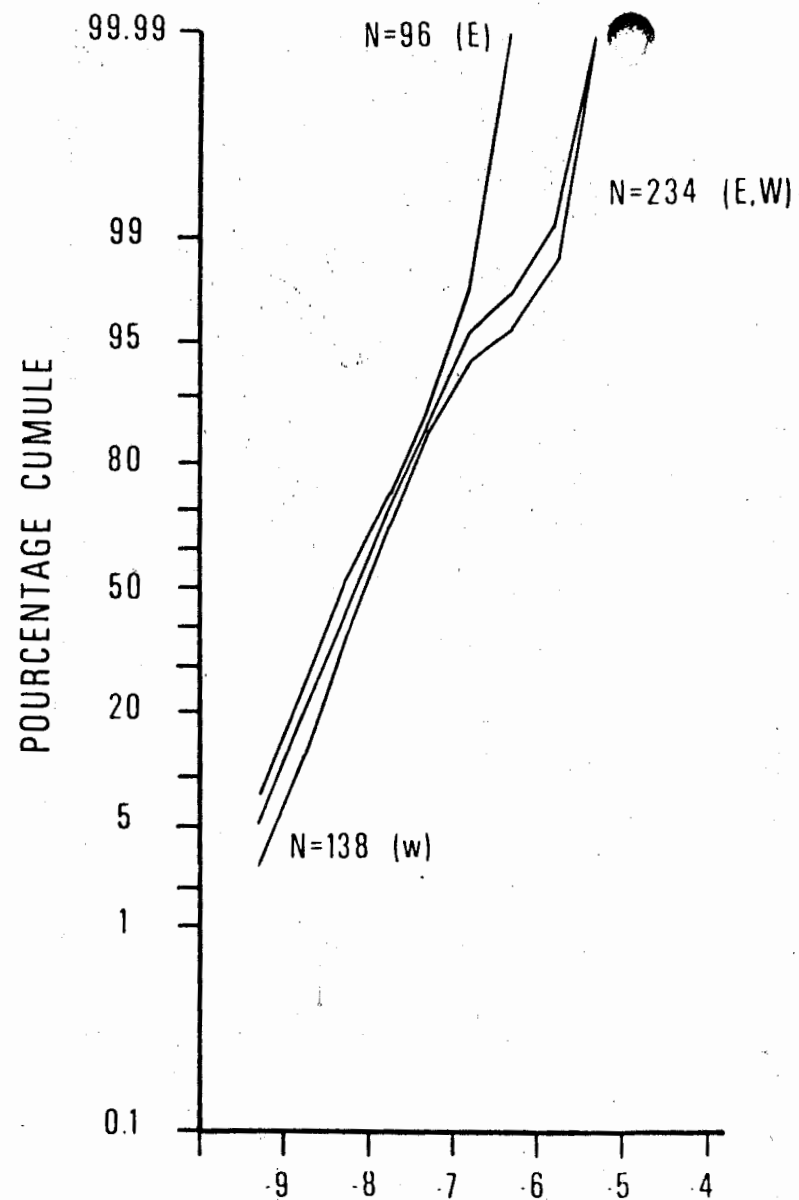
La distribution de la fraction grossière est unimodale dans son ensemble (Fig. 31a). Les fréquences cumulées des classes en phi suggèrent des distributions à peu près normales, logarithmiques (Fig. 31b). L'histogramme et les fréquences cumulées (Figs. 31a, 31b) assument une légère anomalie dans les tailles fines, causée par une plus grande proportion de ces tailles dans le secteur ouest.

Les colonnes stratigraphiques du complexe de Glenwood montrent des variations systématiques de la granulométrie de la base au sommet de l'empilement (Fig. 3). La figure 32 illustre les variations de la taille de la fraction grossière d'une unité de sédimentation à l'autre à travers les sections. Malgré l'incertitude entourant les limites définissant les unités de sédimentation, les mêmes tendances que celles observées en figure 3, persistent. Les diagrammes de variations sont régularisés par une moyenne coulissante sur 10 lits. Afin de déterminer si les variations observées sont significatives, nous avons établi avec un test de Student le degré de confiance (P) sur les différences de moyennes des blocs entre les moitiés inférieures et supérieures des lits des sections (Fig. 33b). Les différences sont considérées significatives si P dépasse 0.95. Dans le secteur est, la granulométrie augmente vers le sommet de façon significative dans les sections E_2 et E_3 (Fig. 33). Les tailles semblent décroître au sommet de la section E_1 , après avoir subi une augmentation dans le tiers inférieur, mais la variation n'est pas significative si l'on considère l'ensemble de la section. Elle est tout au plus indicatrice d'une tendance. Dans le secteur ouest, seule la section W_1 montre une tendance à l'augmentation



(A)

DIAMETRE (Ø)



(B)

Fig. 31. Distribution granulométrique de la fraction grossière dans toutes les sections (a).
Fréquences cumulées de la fraction grossière des secteurs est et ouest et de l'ensemble du complexe (b).

Fig. 32. Variations de la taille de la fraction grossière à travers les sections dans les unités 1 (secteur est) et I (secteur ouest). Les variations sont régularisées par une moyenne coulissante de 10 lits. L'indice P indique le niveau de signification pour la différence des moyennes granulométriques de la fraction grossière établies sur les moitiés inférieures et supérieures des lits des sections. L'étude des variations latérales (Fig. 33) se limite aux lits qui pouvaient être corrélés (lignes horizontales sur la figure).

NOMBRE DE LITS

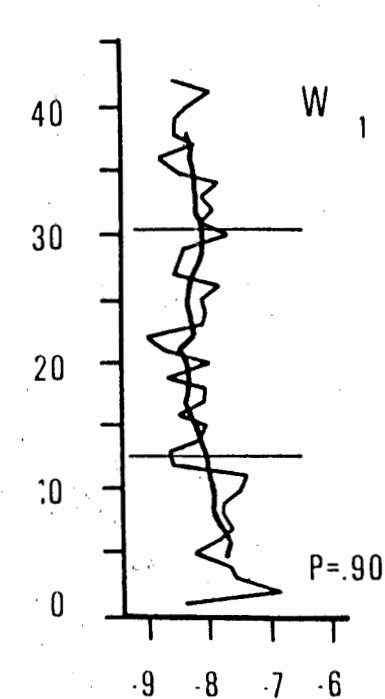
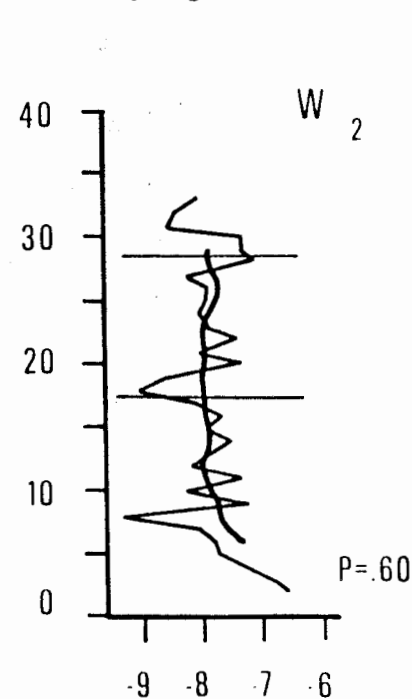
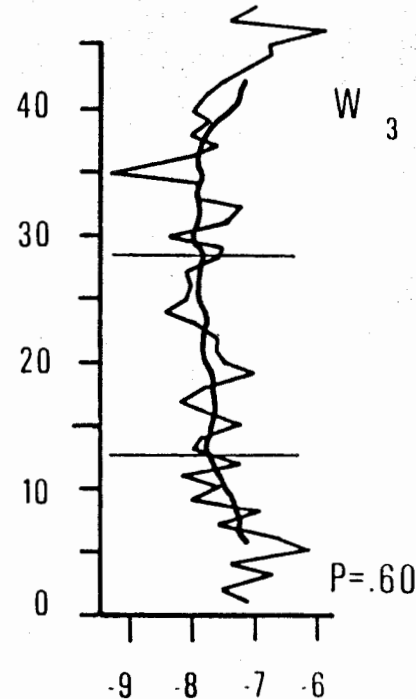
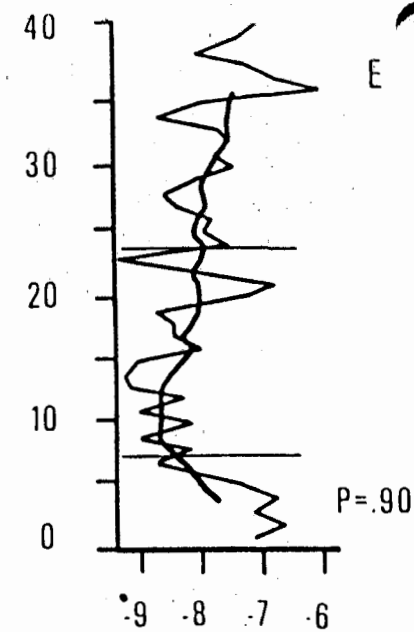
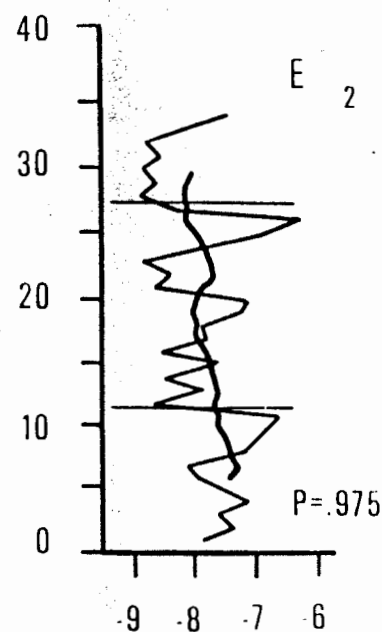
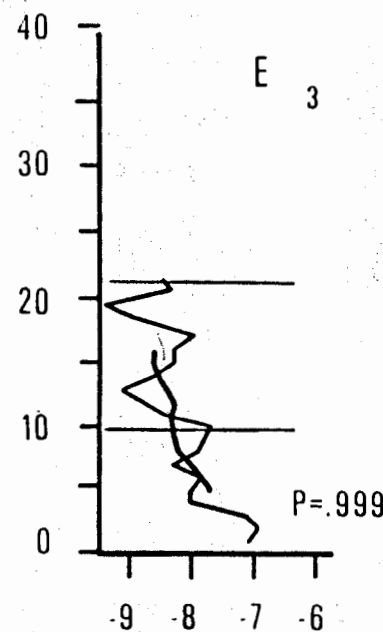


Fig. 32.

TAILLE DE LA FRACTION GROSSIÈRE

Fig. 33 . Variations latérales de la dimension de la fraction grossière (secteurs E et W). Les variations latérales sont calculées pour les lits mis en corrélation (lignes horizontales sur la figure 32). Les données numériques sur les cercles indiquent la dimension moyenne des plus grands fragments en phi. b) Les moyennes de la base et du sommet sont calculées sur les moitiés inférieure et supérieure des lits. Le niveau de confiance (P) a été estimé par un test de Student.

SECTEUR OUEST

SECTEUR EST

(a) W_3

P .50
- 7.67

W_2

P .99
- 7.89

W_1

P .99
- 8.25

E_3

P .99
- 8.51

E_2

P .99
- 7.97

E_1

P .975
- 8.43

(b)

Sommet
- 7.60

- 8.01

- 8.26

- 8.60

- 8.04

- 7.85

P

.50

.95-.975

.975

.999

.90-.95

.90-.95

Base

- 7.48

- 7.54

- 7.98

- 7.68

- 7.67

- 8.22

FIGURE 33

de la granulométrie vers le sommet. Dans les sections W_2 et W_3 , les variations ne sont pas significatives.

A l'intérieur des strates, la dimension de la fraction grossière augmente et diminue et donne lieu à des granoclassements normaux, inverses et inverses suivis de normaux (Fig. 3). Puisque les granoclassements ont été quantifiés à l'intérieur de strates elles-mêmes définies le plus souvent par les changements plus ou moins brusques de granulométrie, nous nous limiterons à décrire les tendances générales.

Les variations de taille s'observent le mieux là où la soudure des volcanoclastites est de faible intensité. Dans l'unité 1 du secteur est, la majorité des strates (90%) montre des granoclassements inverses ou normaux. Les granoclassements inverses suivis de normaux sont les plus abondants dans les deux secteurs. Les granoclassements sont normaux dans 30% des cas. Les granoclassements inverses seuls affectent moins de 20% des unités. Environ 30% des lits sont massifs dans l'unité I du secteur ouest. Ces lits massifs sont concentrés surtout dans la moitié supérieure de l'unité, là où les variations latérales sont prépondérantes.

Comme la moyenne de la granulométrie varie dans le temps (Fig. 33), les variations latérales ne peuvent être étudiées qu'entre niveaux stratigraphiquement équivalents. Les corrélations stratigraphiques nous ont permis de délimiter des portions de sections stratigraphiquement de même niveau, entre deux contacts massifs, dans chacun des secteurs. Dans le secteur est, l'étude des variations latérales englobe

les lits situés entre la base de la lentille 3 et le sommet de la lentille 5 (Fig. 3). Dans le secteur ouest, les lits entre la base de la lentille 1 et le sommet de la lentille 4 font l'objet de la même analyse. Dans les sections du secteur est, la moyenne de la fraction grossière augmente significativement vers l'est et l'ouest à partir de la section centrale (Fig. 33a). La moyenne des plus grands fragments, dans le secteur ouest, décroît d'est en ouest. Cependant, les différences entre les moyennes des sections W_2 et W_3 ne sont pas significatives. La très courte distance qui sépare les sections stratigraphiques dans ce secteur (Fig. 3) est possiblement responsable de ces résultats.

Il existe une relation entre les tailles granulométriques de la fraction grossière et les épaisseurs des strates qui les contiennent. La fraction grossière tend à varier parallèlement avec l'épaisseur. Des diagrammes de dispersion montrent cette relation (Fig. 34), pour les sections E_1 , E_2 , E_3 . La section E_3 montre la meilleure corrélation avec un coefficient de -0.81 . La valeur négative du coefficient résulte de l'utilisation de l'échelle phi pour les granulométries. L'épaisseur d'une unité, dans le complexe de Glenwood, est un concept très relatif sujet à l'appréciation de l'observateur à cause de la stratification peu prononcée. C'est pour cette raison que nous n'avons testé la corrélation épaisseur-granulométrie que dans les lits du secteur est, là où la stratification et les variations granulométriques verticales sont plus marquées et par conséquent, les risques d'erreurs interprétatives minimisés.

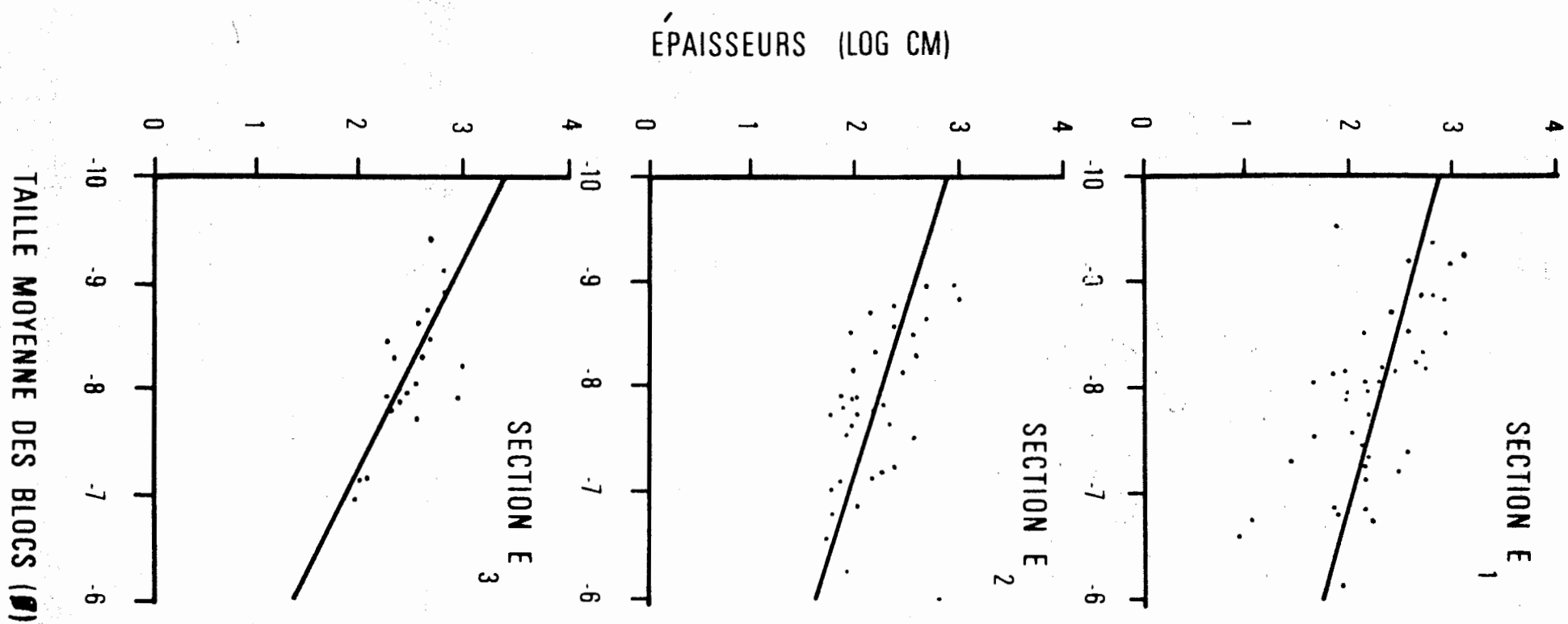


Fig. 34. Corrélation des épaisseurs et de la dimension des blocs des lits des sections E₁, E₂, E₃. Limites de confiance du coefficient de corrélation (r) significatives à 95%, calculées avec la transformation Z de Fisher (Spiegel, 1976).

Transport et accumulation des pyroclastites

Les dépôts pyroclastiques peuvent être le produit d'épanchements ou de retombées. Les strates des unités 1 (secteur est) et la moitié inférieure de l'unité I (secteur ouest) montrent le plus souvent des granoclassements inverses suivis de normaux. Dans des dépôts produits par retombées, les granoclassements inverses de taille ne peuvent se former à moins d'impliquer des fragments de densités différentes. Les granoclassements inverses sont plutôt attribuables à des mécanismes de cisaillement agissant dans le transport et le dépôt de coulées gravitaires. La présence de ces granoclassements inverses suggère donc une mise en place par épanchements. De même, les contacts francs possiblement érosifs et la morphologie lenticulaire des strates suggèrent une accumulation à partir de courants de densité, par opposition à des retombées.

Dans la moitié supérieure de l'unité I (secteur ouest), les strates sont massives ou plus souvent granoclassées normalement. On ne retrouve pas les contacts inférieurs francs et nets de la moitié inférieure. On ne peut donc affirmer, à priori, l'hypothèse que les pyroclastites de cette partie du complexe de Glenwood soient des épanchements.

Les structures sédimentaires limitées aux granoclassements inverses et normaux dans les lits résultant d'épanchements pyroclastiques, sont comparables aux structures observées dans les dépôts formés

par des courants de densité à concentration élevée, tels des coulées de débris et des courants de turbidité à haute concentration. Plusieurs mécanismes peuvent entrer en jeu lors du transport et de la mise en place de matériaux transportés par écoulement gravitaire, le tout formant un continuum (Middleton et Hampton, 1976). Notre étude ne nous permet pas d'inférer de mécanismes de mise en place plus précis.

Les lits formés par les coulées pyroclastiques du complexe de Glenwood sont agencés en lentilles, comme le révèlent les corrélations effectuées avec les contacts francs et les horizons sulfureux (Figs. 2, 3). Les lentilles sont superposées les unes sur les autres, la partie la plus épaisse de chacune migrant latéralement, de façon aléatoire, à travers l'empilement. A l'intérieur de la plupart des lentilles, la fraction grossière tend à diminuer (Fig. 3), mais sur l'ensemble des sections, la fraction grossière tend à augmenter (Fig. 33). Comme les coulées pyroclastiques sont régies par la gravité, la vitesse de cisaillement, telle que reflétée par la fraction grossière, est fonction de la masse de sédiments transportés, qui est elle-même reliée directement à l'intensité des explosions volcaniques. Les variations granulométriques dépeignent donc des fluctuations de l'activité volcanique, celle-ci tendant à augmenter sur l'ensemble de la section, à travers le temps. Les variations granulométriques latérales sont cahotiques et laissent présager une mise en place dans un environnement très proximal dans l'appareil volcanique.

L'environnement d'accumulation des dépôts était possiblement

sub-aquatique, comme le suggèrent les andésites à coussins au-dessus et en-dessous du complexe de Glenwood. Aucun indice ne permet de déterminer l'environnement lors du transport. Des coulées pyroclastiques peuvent aussi bien être transportées dans l'air ou sous l'eau et conserver leur plasticité lors de l'accumulation (Lajoie, 1979).

CONCLUSION

La présence de fragments de ponces soudés, de fragments lithiques, de cristaux et d'échardes dans les volcanoclastites des unités 1, 2 (secteur est) et I, II (secteur ouest) suggère une fragmentation d'origine pyroclastique. Les pyroclastites des unités 2 (secteur est) se distinguent des autres pyroclastites du complexe par leur aspect plus massif. Cette unité est probablement reliée génétiquement au dyke rhyolitique central, à cause de leurs affinités pétrographiques et leurs positions relatives sur le terrain. L'unité 3, au-dessus de l'unité précédente, montre par contre une continuité certaine avec le dyke central dans le secteur est. Elle passe de la base vers les sommets d'une zone bréchique à une zone massive. Cette zone massive retracée dans le secteur ouest est suivie d'une zone bréchique. Ces caractéristiques s'apparentent à celles d'une brèche de coulée.

Des granoclassements inverses suivis de normaux et la présence de lits massifs sont caractéristiques des dépôts de l'unité 1 (secteur est) et de la moitié inférieure de l'unité I (secteur ouest). Des mouvements de masse sont à l'origine du transport des coulées pyroclastiques produisant ces dépôts. Les processus mécaniques responsables de l'accumulation de ces dépôts doivent être essentiellement associés à des courants turbulents à concentration élevée et à des coulées de débris.

L'unité I (secteur est) et la moitié inférieure de l'unité I (secteur ouest) montrent des lentilles de matériel grossier occupant diverses positions latérales en montant dans l'empilement. Les fluctuations dans l'intensité volcanique seraient responsables de la formation de strates lenticulaires migrant latéralement dans l'empilement des pyroclastites.

Dans la moitié supérieure du secteur ouest, les dépôts se caractérisent par des granoclassements normaux prépondérants, par des lits massifs. De plus, les variations granulométriques latérales sont rapides et les pyroclastites fines sont abondantes. Ces caractéristiques ne permettent pas d'affirmer que les dépôts sont le résultat d'épanchements.

Les différents mécanismes de transport, les variations granulométriques cahotiques, et les dépôts résultants dans le complexe de Glenwood sont caractéristiques d'un environnement proximal dans un appareil volcanique.

Nous n'avons aucun indice sur la direction de propagation des coulées pyroclastiques. Toutefois, le motif de variations granulométriques latérales des dépôts de la moitié supérieure du secteur ouest et des coulées pyroclastiques identifiées, diffèrent. Conséquemment, nous suggérons une source différente pour ces deux types de dépôts. Les variations granulométriques latérales dans les dépôts de la moitié supérieure du secteur ouest, suggèrent fortement une source à l'emplacement du dyke central. La brèche de coulée et les pyroclastites de l'unité 2 du secteur est sont aussi reliées génétiquement au dyke central.

Les pyroclastites de l'unité 1 (secteur est) et de la moitié inférieure de l'unité I (secteur ouest) se seraient probablement accumulées lors d'épanchements pyroclastiques provenant d'une source située au nord et au sud du complexe, position que nous ne pouvons préciser. Les variations granulométriques cahotiques de ces dépôts suggèrent une source à très grande proximité.

En résumé, la séquence des événements à l'origine du complexe de Glenwood serait la suivante: 1) accumulation de pyroclastites stratifiées par écoulements gravitaires de haute concentration (unité 1, secteur est; moitié inférieure de l'unité I, secteur ouest); 2) formation d'une cheminée au centre de l'empilement produisant les dépôts pyroclastiques de la moitié supérieure de l'unité I (secteur ouest) et une coulée de ponces à l'est (unité 2); 3) montée de magma en surface, formant une brèche de coulée (unité 3) recouvrant l'empilement de pyroclastites des secteurs est et ouest.

APPENDICE I

No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
n	183	137	88	99	211	188	154	196	255	181	228	164	103
% Mat.	39	57	70.1	66	30	38	46	24	34	35	24	51	67
Q. Moy.	-4.97	-7.13	-4.70	-5.76	-7.13	-5.63	-5.94	-5.49	-6.24	-6.73	-6.73	-3.52	-5.14
σ_1	1.01	1.13	1.28	1.35	.92	1.26	1.79	1.21	1.30	1.37	2.58	1.15	1.33
Q. Max.	-5.24	-8.07	-6.28	-6.81	-8.02	-7.34	-8.20	-6.95	-8.09	-8.11	-8.19	-5.22	-7.12
No	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
n	130	234	168	225	208	153	160	224	143	114	215	175	157
% Mat.	57	17	47	25	30	49	47	22	52	62	29	41	47
Q. Moy.	-6.05	-5.47	-6.60	-4.18	-5.50	-6.82	-6.17	-7.22	-6.11	-5.59	-6.53	-5.74	-5.57
σ_1	1.35	1.90	1.11	1.01	1.37	.99	1.17	.85	1.02	.98	.84	1.69	1.15
Q. Max.	-7.64	-7.99	-7.69	-5.52	-7.86	-7.98	-7.92	-8.04	-7.06	-6.61	-7.19	-7.57	-6.88
No	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
n	121	118	136	139	121	117	116	189	123	152	75	73	147
% Mat.	58	60	54	53	58	61	61	36	58	49	56	75	45
Q. Moy.	-5.62	-5.37	-5.91	-6.28	-5.52	-4.88	-4.09	-6.16	-5.47	-6.47	-4.20	-6.20	-6.84
σ_1	1.17	1.33	1.28	1.38	1.27	2.13	1.97	1.21	1.33	.96	1.31	2.47	1.14
Q. Max.	-6.90	-6.92	-7.11	-7.56	-6.96	-7.26	-6.79	-7.41	-6.89	-7.43	-5.31	-8.28	-7.77
No	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
n	126	172	227	199	176	131	213	201	214	232	231	200	136
% Mat.	55	42	25	34	38	56	40	28	28	22	23	25	53
Q. Moy.	-4.69	-6.87	-6.92	-6.41	-6.88	-4.43	-7.91	-6.51	-3.72	-7.62	-7.07	-7.54	-3.61
σ_1	1.39	1.09	1.14	1.17	1.06	1.68	1.53	1.05	1.49	1.02	1.17	.96	1.93
Q. Max.	-6.48	-7.92	-8.40	-7.39	-7.29	-6.22	-8.61	-7.36	-6.29	-8.49	-8.59	-8.42	-7.32

Valeurs numériques des différents paramètres calculés pour chacun des sites de l'unité 1 des unités 1 et I (volcanoclastites stratifiées) des secteurs est et ouest. Numéro du site (No) nombre d'individus (n), pourcentage de la matrice (% Mat.), moyenne arithmétique de la distribution (Q. Moy.), et son écart-type (σ_1), moyenne arithmétique de la fraction grossière (Q. Max.). Q = phi.

REMERCIEMENTS

Nous remercions les professeurs, Jean Lajoie et Léopold Gélinas, pour avoir dirigé nos travaux ainsi que M. Normand Tassé dont les remarques, tout au long de la rédaction du mémoire, furent grandement appréciées. Le Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec a permis la réalisation des travaux de terrain en fournissant une aide matérielle substantielle. Un support financier nous a été aussi assuré par le Conseil National de la Recherche et la Formation des Chercheurs et d'Actions Concertées. Enfin, nous sommes reconnaissants envers toute personne qui a contribué, de près ou de loin à l'élaboration de ce travail.

RÉFÉRENCES

- Allen, J.R.L., 1968. On criteria for the continuance of flute marks and their implications. *Geologie en Mijnbouw*, 47, pp. 3-16.
- Baragar, W.R.A., 1968. Major-element Geochemistry of the Noranda Volcanic Belt, Québec-Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5, pp. 773-790.
- Dimroth, E., Boivin, P., Goulet, N. et Larouche, M., 1973. Tectonic and volcanological studies in the Rouyn-Noranda area. Ministère des richesses naturelles du Québec, Rapport intérimaire 20491, 60 p.
- Dimroth, E., Rocheleau, M., Boivin, P., Larouche, M. et Côté, R., 1974. Stratigraphic and tectonic work on the Rouyn-Noranda area, counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-West and Temiscamingue. Ministère des richesses naturelles du Québec, Rapport intérimaire DP-246, 43 p.
- Dimroth, E., Gélinas, L., Rocheleau, M., Provost, G. et Tassé, N., 1975. Field Trip and Field conference on the Volcanology and Sedimentology of Rouyn-Noranda Area, August 4-7, 1975. Guidebook. Publié sous les auspices du Bureau du géologue résident, Ministère des richesses naturelles du Québec, C.P. 277, Rouyn, Québec, 76 p.
- Fisher, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, pp. 1409-1414.
- Fisher, R.V., 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sci. Rev.* 1, pp. 287-298.
- Gélinas, L., Brooks, C., Perrault, G., Carignan, J., Trudel, P. and Grasso, F., 1977. Chemo-stratigraphic divisions within the Abitibi Volcanic Belt, Rouyn-Noranda, Québec. In *Volcanic Regimes in Canada*. Edited by W.R.A. Baragar, L.C. Coleman and J.H. Hall. Geological Association of Canada, Special Paper 16, pp. 265-295.
- Gélinas, L., Lajoie, J., Bouchard, M., Simard, A., Verpaelst, P., Sansfaçon, R., 1978. Les complexes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda. Rapport préliminaire DPB-583, Ministère des richesses naturelles, 49 p.
- Goodwin, A.M. et Ridler, R.H., 1970. The Abitibi orogenic belt. *Geol. Surv. Can. Pap.* 70-40, pp. 1-31.

- Goodwin, A.M., 1977. Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield. In *Volcanic Regimes in Canada*. Edited by W.R.A. Baragar, L.C. Coleman and J.H. Hall. Geological Association of Canada, Special Paper 16, pp. 205-241.
- Gilmour, P., 1965. The origin of massive sulphide mineralization in the Noranda District, North-Western Quebec. *Proceedings of the Geological Association of Canada*, 16, pp. 63-81.
- Keiken, G., 1972. Morphology and petrography of volcanic ashes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, pp. 1961-1988.
- Hutchinson, R.W., 1973. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. *Econ. Geol.* 68, pp. 1223-1246.
- Lajoie, J., 1979. Facies Models 17. Volcaniclastic Rocks in Facies Models, *Geoscience Canada*, Edited by Roger G. Walker, published by The Geological Association of Canada, pp. 191-200.
- Middleton, G.V. et Hampton, M.A., 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows, in *Marine sediment transport and environmental management* Ed., by D.L. Stanley and D.J.P. Swift. Chapter 11, pp. 197-218.
- Parsons, W.H., 1969. Criteria for the recognition of volcanic breccias: review. *Geological Society of America, Memoir* 115, pp. 263-304.
- Pichler, H., 1965. Acid hyaloclastites. *Bulletin Volcanologique*, 28, pp. 283-310.
- Price, P., 1934. The Geology and Ore Deposits of the Horne Mine, Noranda, Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Transactions*, XXXVII, pp. 108-140.
- Price, P., 1951. Cuivre (L'Ouest du Québec). *dans Géologie du Québec*. Edité par J.A. Dresser et T.C. Denis. Ministère des Mines.
- De Rosen-Spence, A.F., 1976. Stratigraphy, development and petrogenesis of the Central Noranda Volcanic Pile, Noranda, Quebec. Thèse de doctorat, Université de Toronto, 166 p.
- Ross, C.S. et Smith, R.L., 1961. Ash flow tuffs, their origin, geologic relations and identifications. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 366, 81 p.
- Schmincke, H.V. et Swanson, D.A., 1967. Laminar viscous flowage structures in ash flow tuffs from Gran Canaria. *J. Geol.* 75, pp. 641-664.

Spiegel, M.R., 1972. Théorie et applications de la statistique
Série Schaum, McGraw-Hill-Ryerson, Montréal; Ediscience, Paris,
358 p.

Tassé, N., Lajoie, J. et Dimroth, E., 1978. The anatomy and interpretation of an archean volcanoclastic sequence, Noranda region, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 15, pp. 874-888.

Wilson, M.E., 1941. Noranda District, Québec. Geological Survey of Canada, Memoir 229, 169 p.